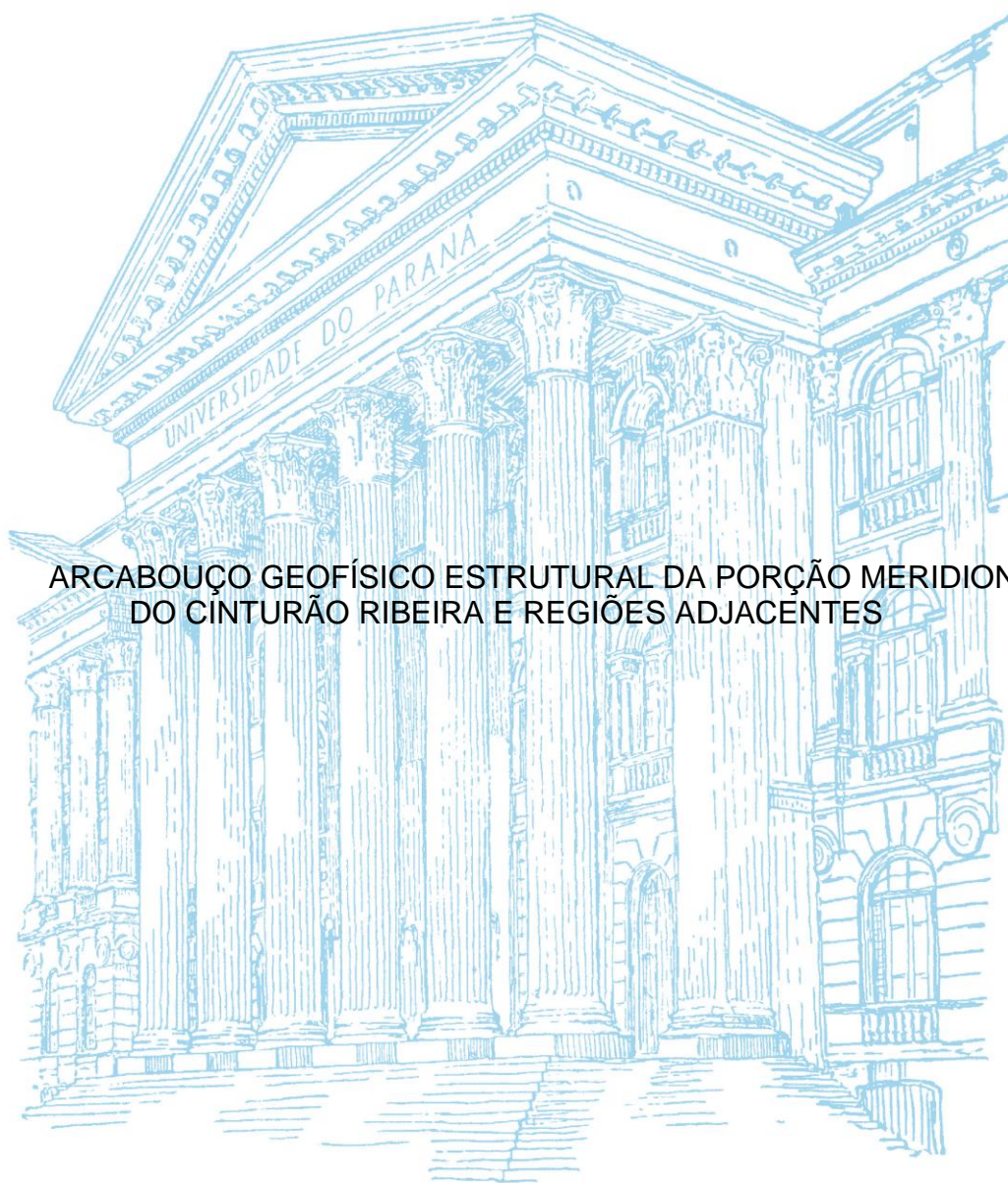


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUÍS GUSTAVO DE CASTRO



ARCABOUÇO GEOFÍSICO ESTRUTURAL DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CINTURÃO RIBEIRA E REGIÕES ADJACENTES

CURITIBA

2015

LUÍS GUSTAVO DE CASTRO

ARCABOUÇO GEOFÍSICO ESTRUTURAL DA PORÇÃO MERIDIONAL DO
CINTURÃO RIBEIRA E REGIÕES ADJACENTES

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia Exploratória.

Orientador:

Prof. Dr. Francisco J. Fonseca
Ferreira

Co-orientador:

Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

CURITIBA

2015

C355a

Castro, Luís Gustavo de
Arcabouço geofísico estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira e
regiões adjacentes/ Luís Gustavo de Castro. – Curitiba, 2015.
135, 18f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra,
Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Francisco J. Ferreira – Co-orientador: Alberto Pio Fiori.
Bibliografia: p. 118-127.

1. Geologia estrutural - Paraná, Rio, Bacia. 2. Geofísica - Paraná. 3.
Cisalhamento. I. Universidade Federal do Paraná. II. Ferreira, Francisco J.. III.
Fiori, Alberto Pio . IV. Título.

CDD: 551.82098162

TERMO DE APROVAÇÃO

LUÍS GUSTAVO DE CASTRO

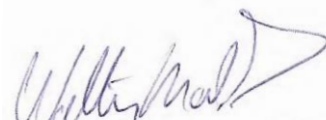
*“ARCABOUÇO GEOFÍSICO ESTRUTURAL DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CINTURÃO RIBEIRA E REGIÕES ADJACENTES”*

Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

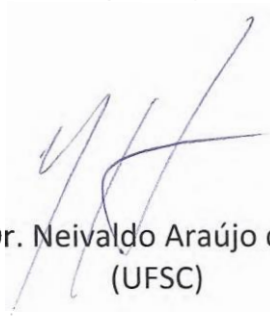
Curitiba, 21 de julho de 2014.



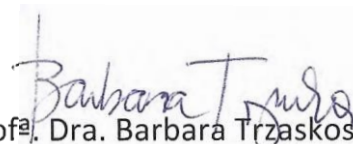
Prof. Dr. David Lopes de Castro
(UFRN)



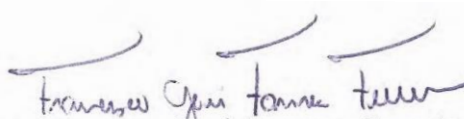
Prof. Dr. Walter Malagutti Filho
(UNESP)



Prof. Dr. Neivaldo Araújo de Castro
(UFSC)



Profª. Dra. Barbara Trzaskos
(UFPR)



Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira
(UFPR)
Presidente

À Cristiani, Helena e Felipe.
À minha família.
Pela amor, compreensão e incentivo.

Agradecimentos

Agradeço em primeiro lugar a Deus pelo dom da vida e pela oportunidade de superação e aprimoramento, sem Ele nada disso seria possível.

Ao mestre e amigo Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, pela dedicação, paciência, por dividir o seu conhecimento tão prontamente e pelas lições de vida.

Ao Geólogo Msc. e amigo Rodoilton pelas discussões, paciência e auxílio nas discussões e pelas lições de vida.

Ao Prof. Dr. Leonardo Cury pelas discussões essenciais, pelo apoio, confiança e amizade.

Ao amigo Eng. Cartógrafo Msc. Ernesto Mitsuo Shibayama pelo apoio essencial, companhia e amizade durante levantamentos gravimétricos.

À Geóloga Priscila Ellis Waidzyk pelo auxílio em campo

Aos amigos Jessica Weihermann, Patrícia Ribas, Luiz Gilberto Kirsch Andreis pelo auxílio com os dados geológicos.

Ao Projeto “Falhas, campos de esforços e fluxo de fluidos”, representados na pessoa do Prof. Dr. Alberto Pio Fiori pela confiança e suporte.

A Petrobras pelo financiamento da pesquisa.

À CAPES pelo auxílio financeiro bolsa de doutoramento.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia/UFPR, pela compreensão, apoio e confiança.

E a todos que de forma direta ou indireta colaboraram com esta pesquisa.

...” A quem se deve chamar de sábio? Àquele que aprende com todos os homens, conforme se diz: ‘De todos os meus mestres recebi ensinamentos e os seus testemunhos são a minha meditação’ ...”

Pirkei Avot – A ética dos Pais Capítulo, IV.I

Resumo

A diversidade de estudos apresentados para explicar a configuração atual e evolução do Pré-cambriano paranaense refletem a complexidade dos processos envolvidos na formação e disposição destes terrenos. Com base na análise qualitativa (realce de anomalias), semiquantitativa (determinação de profundidades de fontes) e quantitativa (modelagem), o presente trabalho apresenta modelos geofísicos-geológicos-estruturais da porção meridional do Cinturão Ribeira. A integração da análise qualitativa com a semiquantitativa, balizada pelos dados geológicos, constituiu a base para elaboração dos modelos. A aplicação de métodos de realce de anomalias (análise qualitativa) mostrou que os lineamentos correspondentes à Zona de Falha de Taxaquara, às zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha aflorantes na região do Cinturão Ribeira, se propagam sob a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, sugerindo uma conexão em subsuperfície entre estas estruturas com padrão sigmoidal. Tal interpretação foi validada pelas Soluções de Euler, as quais localizaram fontes com profundidade superiores a 2000 m, relacionadas à Zona de Falha Taxaquara, para as zonas de cisalhamento Lancinha, Morro Agudo, Itapirapuã e Mandirituba-Piên, tanto no embasamento adjacente como em seu prolongamento sob a Bacia do Paraná. O mapa de fontes profundas, resultante da análise espectral atesta sua continuidade. O mapa gravimétrico multifonte da área de estudo delineou a região central do Arco de Ponta Grossa e os lineamentos que o limitam, além de individualizar o Terreno Luis Alves na porção Sul da área de estudo. Os dados das transectas gravimétricas foram submetidos a análise espectral, possibilitando a separação do sinal regional referente a feições de maior profundidade dos sinais intermediário e raso, possibilitando a modelagem por níveis distintos. Os modelos gravimétricos construídos sobre o Cinturão Ribeira indicam, de forma geral, um afinamento crustal de NW para SE, com as zonas de cisalhamento Itapirapuã, Lancinha, e Morro Agudo limitando porções de espessura crustal distintas. Com base em suas respostas gravimétricas e magnéticas, em associação a dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos da bibliografia, os resultados apresentados corroboram com a proposta de que a Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL) representa a progressão do cisalhamento sobre uma zona de sutura Neoproterozoica.

Palavras-chave: Arcabouço geofísico estrutural; Cinturão Ribeira meridional; zonas de cisalhamento.

Abstract

The diversity of works and models presented to explain the current evolution of Paraná Precambrian setting reflects the complexity of the processes involved in the formation and disposition of such terrains. Based on qualitative (anomalies enhancement), semi-quantitative (source depths detection) and quantitative analysis (modeling), this thesis presents geophysical-geological-structural models of the southern portion of the Ribeira Belt. The integration of qualitative and semi-quantitative analysis, constrained by the geological data, formed the basis for the elaboration of models. The application of methods of anomalies enhancement (qualitative analysis) showed that the lineaments of Taxaquara Fault Zone, and Itapirapuã, Morro Agudo and Lancinha shear zones, which outcrop in the adjacent basement, spread under the sedimentary cover of the Paraná Basin suggesting a connection between the subsurface structures in a sigmoidal pattern. This interpretation was validated by Euler solutions, which located sources with depth greater than 2000 m, related to Taxaquara Fault Zone and Lancinha, Morro Agudo, Itapirapuã and Mandirituba - Piên shear zones in both the basement and in its extension under the Paraná Basin. The deep sources map, resulting of the spectral analysis attests to its continuity. The multisource gravity map of the study area outlines the central region of Ponta Grossa Arch and guidelines that limit, in addition to individualize the Luis Alves Terrain in the southern portion of the study area. The gravimetric transects were subjected to spectral analysis that enables the separation of the regional and residual signals, enabling the modeling in different levels. The gravity models of the Ribeira Belt generally indicates a crustal thinning from NW to SE, where Itapirapuã and Lancinha shear zones limit portions of distinct crustal thickness. Based on gravity and magnetic responses, in combination with geochemical, isotopic and geochronological data from the literature, the results corroborate the proposal that the Lancinha Shear Zone (LSZ) is the progression of the shear over a Neoproterozoic suture zone.

Keywords: Geophysical structural framework; southern Ribeira Belt; shear zones.

Lista de Figuras

Figura 1-1: Mapa de localização da área de estudo	3
Figura 2-1: Mapa das Províncias Estruturais do Brasil.	4
Figura 2-2: Localização dos crátons e faixas móveis Neoproterozoicos .5	
Figura 2-3: Mapa geológico da porção meridional da Faixa Ribeira	8
Figura 2-4 – Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná	13
Figura 2-5 - Localização da área de estudo	16
Figura 2-6: Compartimentação tectono-estrutural da área de estudo....	16
Figura 2-7: Localização dos trabalhos anteriores	17
Figura 2-8: Modelo gravimétrico do perfil Itapeva-Barra do Turvo.....	18
Figura 2-9: Modelo tectônico (MANTOVANI <i>et al.</i> 1989).	19
Figura 2-10: Mapa CMA e Bouguer (SHUKOWSKI <i>et al.</i> 1991)	19
Figura 2-11: Geologia e anomalias isostáticas (HALLINAN <i>et al.</i> 1993.21	
Figura 2-12: Modelo gravimétrico-geológico B-B' (ROSALES 2004).....	22
Figura 2-13: Modelo gravimétrico-geológico C-C' (ROSALES 2004). ..	23
Figura 2-14: Modelo gravimétrico-geológico C-C' (ROSALES 2004). ...	24
Figura 2-15: Mapa da região central do Arco de Ponta Grossa.....	25
Figura 2-16: Modelo gravimétrico do perfil AB (CASTRO <i>et al.</i> 2008) ..	26
Figura 2-17: Modelo geológico do Gráben de Paranaguá	26
Figura 3-1: Síntese do fluxograma de trabalho.....	27
Figura 3-2: Mapa geológico da porção meridional do Cinturão Ribeira. 29	
Figura 3-3: Localização da área sobre o MDE (SRTM/NASA).	30
Figura 3-4: Localização dos poços da transecta A.	31
Figura 3-5: Mapa magnético anômalo (CPRM)	32
Figura 3-6: Mapa de anomalias Bouguer (Sá 2004)	32
Figura 3-7: Mapa índice da cobertura aeromagnética	34
Figura 3-8: Fluxograma de processamento do mapa CMA	35
Figura 3-9: Mapa do campo magnético anômalo (CMA) continuado	36
Figura 3-11: GPS de navegação modelo <i>map 76CSx Garmim.</i>	38
Figura 3-12: Altitude ortométrica e altitude Geométrica.....	39
Figura 3-13: Seção inclinada triangular da correção de terreno	43
Figura 3-14: Prisma quadrado de topo plano da correção de terreno ...	43
Figura 3-15: Segmento anular de um anel para um prisma quadrado...	44
Figura 3-17: Principais métodos de realce de anomalias	45
Figura 3-18: Efeito da RTP em uma anomalia	46

Figura 4-1: Aplicação dos métodos de realce sobre os modelos.....	56
Figura 4-2 – Mapa parcial da inclinação do campo geomagnético	58
Figura 4-3: Respostas do modelo dique de Verduzco <i>et al.</i> (2004).	59
Figura 4-4: Respostas do modelo bloco de Verduzco et al. (2004).	60
Figura 4-5: Respostas do modelo step de Verduzco et al. (2004)..	61
Figura 4-6: Representação dos modelos 3D.	62
Figura 4-7: Mapa do campo magnético anômalo (Curitiba e Polo).....	63
Figura 4-8: Mapa do campo magnético anômalo em Curitiba RTP	63
Figura 4-9: Mosaico da aplicação dos métodos de realce.	65
Figura 5-1: Marco da estação gravimétrica Guarapuava.	67
Figura 5-2: Gravímetro em transporte de base em Ponta Grossa.	68
Figura 5-3: Gravímetro em transporte de base em Jaguariaíva.	68
Figura 5-4: Localização das transectas sobre o mapa geológico	69
Figura 5-5: Perfil de anomalias Bouguer da transecta A	69
Figura 5-6: Perfil de anomalias Bouguer da transecta B.....	70
Figura 5-7: Perfil de anomalias Bouguer da transecta C.	70
Figura 5-8: Perfil de anomalias Bouguer da transecta D.	70
Figura 6-1: Mapa magnético da Figura 3-5 continuado (15000 m).	71
Figura 6-2: Fluxograma de processamento e interpretação.	72
Figura 6-3: Mapa da inclinação do sinal analítico do GHT.....	72
Figura 6-4: Interpretação do arcabouço magnético-estrutural	73
Figura 6-5: Fluxograma do arcabouço magnético estrutural.....	73
Figura 6-6: Mapas de realce de anomalias magnéticas	74
Figura 6-7: Mapa magnético ISA-GHT	75
Figura 6-8: Mapa magnético ISA-GHT interpretado	76
Figura 6-9: Interpretação do arcabouço magnético-estrutural.	77
Figura 6-10: Mapa de anomalias Bouguer (Sá 2004)	78
Figura 6-11: Mapas de realce de anomalias gravimétricas.....	79
Figura 6-12: Localização dos perfis Bouguer projetados	80
Figura 6-13: Perfil de anomalias Bouguer da transecta “A”	82
Figura 6-14: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “B”	84
Figura 6-15: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “C”	86
Figura 6-16: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “D”	88
Figura 6-17: Mapa da distribuição das soluções de Euler	89
Figura 6-18: Espectro de potência radial da área	90

Figura 6-19: Mapa magnético de fontes profundas	91
Figura 6-20: Mapa magnético de fontes intermediárias	92
Figura 6-21: Espectro de potência da transecta A.....	94
Figura 6-22: Espectro de potência da transecta B.....	94
Figura 6-23: Espectro de potência da transecta C.....	94
Figura 6-24: Espectro de potência da transecta D.....	95
Figura 6-25: Separação regional-residual da transecta A.....	96
Figura 6-26: Separação regional-residual da transecta B.....	96
Figura 6-27: Separação regional-residual da transecta C.....	97
Figura 6-28: Separação regional-residual da transecta D.....	97
Figura 6-29: Anomalia gravimétrica regional e modelo da transecta A..	99
Figura 6-30: Anomalia gravimétrica residual e modelo da transecta A	101
Figura 6-31: Anomalia gravimétrica regional e modelo da transecta B	102
Figura 6-32: Anomalia gravimétrica residual e modelo da transecta B	104
Figura 6-33: Anomalia gravimétrica regional e modelo da transecta C	105
Figura 6-34: Anomalia gravimétrica residual e modelo da transecta C	107
Figura 6-35: Anomalia gravimétrica regional e modelo da transecta D	108
Figura 6-36 Anomalia gravimétrica residual e modelo da transecta D.	111
Figura 7-1: Perfil geológico esquemático dos terrenos	112
Figura 7-2: Perfil geológico esquemático do Cinturão Ribeira Sul.....	114

Lista de Tabelas

Tabela 3-1 – Dados de poços da transecta A.....	30
Tabela 3-2 - Especificações dos levantamentos aerogeofísicos	33
Tabela 3-3: Geometria das fontes e índices estruturais.	52
Tabela 3-4 – Densidades de rochas utilizadas	55
Tabela 4-1: Parâmetros do campo geomagnético	58
Tabela 4-2: Parâmetros geométricos dos modelos	62
Tabela 4-3 - Parâmetros magnéticos dos modelos (Curitiba e Polo).....	62
Tabela 5-1 – Dados de produção das transectas levantadas.	66

Lista de Equações

Equação 1 – Correção de Latitude.	66
Equação 2 – Correção Ar-Livre.	41
Equação 3 – Anomalia Bouguer.	41
Equação 4 – Equação da seção inclinada - Correção de Terreno.....	42
Equação 5 – Equação do prisma quadrado - Correção de Terreno.	43
Equação 6 – Equação do segmento anular- Correção de Terreno.....	43
Equação 7 – Anomalia Bouguer completa.....	44
Equação 8 – Continuação ascendente.	47
Equação 9 – Gradiente horizontal total (GHT)	48
Equação 10 – Amplitude do sinal analítico (ASA).....	48
Equação 11 – Inclinação do sinal analítico (ISA).....	49
Equação 12 – Gradiente horizontal total da ISA.	50
Equação 13 – Theta map.....	51
Equação 14 – Inclinação do sinal analítico do GHT.	51
Equação 15 – Inclinação do GHT.	51
Equação 16 – Equação de Euler.	52
Equação 17 – Estimativa de profundidade para número de onda.	53
Equação 18 – Estimativa de profundidade para conjunto de fontes.	53
Equação 19 – Transformação de núm. de onda em un. de terreno.....	53
Equação 20 – Comprimento de onda.	93

Lista de Siglas

ASA – Amplitude do Sinal Analítico
ANP- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
APG - Arco de Ponta Grossa
CBC – Complexo Batolítico Cunhaporanga,
CBTC – Complexo Batolítico Três Córregos.
CCI - Crosta Continental Inferior
CCI-CI - Crosta Continental Inferior Camada Inferior
CCI-CS - Crosta Continental Inferior Camada Superior
CCS - Crosta Continental Superior
CNEN – Comissão Nacional de Energia Nuclear
CNP- Conselho Nacional do Petróleo
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral
FC – Falha de Castro
FP - Falha do Passaúna
FRA – Falha do Rio Alonzo
GHT - Gradiente Horizontal Total
GHT-ISA - Gradiente Horizontal da Inclinação do Sinal Analítico
GMT- Greenwich Mean Time
GPS –Global Positioning System
GX – Gradiente Horizontal em x
GY - Gradiente Horizontal em y
GZ – Gradiente Vertical
IAG-USP- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ISA – Inclinação do Sinal Analítico
ISA-GHT - Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total
LPGA/UFPR – Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada
NASA - National Aeronautics and Space Administration
RTP – Reduced to the Pole
SIG - Sistema de Informação Geográfica
SP - Sutura Piên
SRTM - Shuttle Radar Topography Mission
ZCC - Zona de Cisalhamento Cubatão;

ZCI – Zona de Cisalhamento Itapirapuã
ZCL –Zona de Cisalhamento Lancinha
ZCMA - Zona de Cisalhamento Morro Agudo
ZCMP – Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara
ZCP – Zona de Cisalhamento Piên
ZCQO - Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava
ZCR – Zona de Cisalhamento Ribeira,
ZFC – Zona de Falha e Caçador
ZFLC – Zona de Falha Lancinha-Cubatão
ZFT – Zona de Falha de Taxaquara

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Apresentação e Justificativas	1
1.2	Objetivos.....	2
1.3	Localização.....	2
2	ASPECTOS GEOLÓGICO E GEOFÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO	4
2.1	Síntese do Arcabouço Geológico	4
2.1.1	Província Mantiqueira	4
2.1.2	Bacia do Paraná	11
2.1.3	O Arco de Ponta Grossa.....	15
2.2	Arcabouço geofísico	16
3	MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1	Mapas base	28
3.2	Dados de Poços	30
3.3	Cobertura geofísica regional.....	31
3.4	Origem dos dados aeromagnetométricos.....	33
3.5	Pré-processamento	34
3.6	Composição da base de dados magnéticos unificados	34
3.7	Dados gravimétricos terrestres.....	36
3.8	Redução dos dados gravimétricos terrestres	38
3.8.1	Correção de deriva instrumental.....	39
3.8.2	Correção de Maré.....	40
3.8.3	Correção de Latitude	40
3.8.4	Correção Ar- Livre	41
3.8.5	Anomalia Bouguer	41
3.8.6	Correção de Terreno	42
3.8.7	Anomalia Bouguer Completa.....	44
3.9	Processamento qualitativo - Principais métodos de realce.....	45
3.9.1	Redução ao polo.....	45
3.9.2	Continuações ascendentes	46
3.9.3	Gradiente vertical (Gz).....	47
3.9.4	Gradientes horizontais.....	47
3.9.5	Gradiente horizontal total (GHT).....	47
3.9.6	Amplitude do sinal analítico (ASA).....	48

3.9.7	Inclinação do sinal analítico (ISA)	49
3.9.8	Gradiente horizontal total da ISA (GHT_ISA)	50
3.9.9	Theta map	50
3.9.10	Inclinação do sinal analítico do GHT (ISA_GHT)	51
3.9.11	Inclinação do gradiente horizontal total (IGHT)	51
3.10	Processamento Semiquantitativo	51
3.10.1	Deconvolução de Euler	51
3.10.2	Análise espectral	53
3.10.3	Análise quantitativa – Modelagem Gravimétrica	54
4	APLICAÇÃO DE MÉTODOS DE REALCE EM DADOS SINTÉTICOS.....	56
4.1	Modelos gravimétricos 2-D	56
4.2	Modelos magnéticos	57
4.3	Modelos 3D	61
5	TRANSECTAS GRAVIMÉTRICAS – AQUISIÇÃO E REDUÇÃO	66
5.1	Aquisição e redução dos dados gravimétricos	66
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	71
6.1	Análise qualitativa	71
6.1.1	Arcabouço magnético	71
6.1.2	Arcabouço magnético estrutural da área de estudo	73
6.1.3	Arcabouço gravimétrico regional	77
6.1.1	Gravimetria terrestre	79
6.2	Análise semi-quantitativa	89
6.2.1	Deconvolução de Euler - dados aeromagnéticos	89
6.2.2	Análise espectral dos dados aeromagnéticos	90
6.2.3	Separação regional residual pelo espectro de potência (gravi)	93
6.3	Análise quantitativa - Modelagem.....	98
6.3.1	Transecta A	98
6.3.2	Transecta B	101
6.3.3	Transecta C	104
6.3.4	Transecta D	108
7	DISCUSSÃO DO MODELO	112
8	CONCLUSÕES.....	115
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
10	ANEXOS.....	128
10.1	Anexo I – Calibração dos gravímetros.....	129

10.2 Anexo II – Artigo: Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil: 135

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e Justificativas

O desenvolvimento desta Tese de Doutorado iniciou-se com a participação do autor no Projeto “Falhas, campos de esforços e fluxo de fluidos”, o qual foi realizado no período de 03/2009 a 06/2012 e teve apoio financeiro da Petrobras através da Rede de Estudos Geotectônicos - CENPES.

O projeto compreendeu a análise multiescala das falhas regionais instaladas nos terrenos Pré-cambrianos do Sudeste do Brasil e a investigação de seu papel na estruturação das bacias sedimentares desde o Proterozoico até o recente, dentro de sua zona de influência, visando à aplicação dos resultados na geologia de exploração de reservatórios.

É destacada a análise das respostas gravimétrica e magnética destas feições estruturais, tanto nos terrenos Precambrianos como nas áreas cobertas pela Bacia do Paraná, as quais constituem objeto do presente estudo.

O grande volume de trabalhos e a variedade de modelos propostos para explicar a disposição e evolução do Cinturão Ribeira em sua porção meridional, além de sua ligação com as estruturas relacionadas, refletem a complexidade dos processos envolvidos na formação destes terrenos. Contudo, são poucos os trabalhos que se utilizam da modelagem de dados potenciais (e.g. gravimetria e magnetometria) como ferramenta na concepção de modelos em escala regional.

Desta forma, o presente trabalho se utiliza da aplicação de produtos de métodos de realce de anomalias geofísicas (análise qualitativa), determinação estatística de profundidades de fontes e a análise espectral (análise semiquantitativa) como elementos para elaboração de modelos geológicos-geofísicos-estruturais (análise quantitativa) da porção meridional do Cinturão Ribeira e áreas adjacentes

A integração das técnicas utilizadas na interpretação e processamento de dados geofísicos multiescala (dados orbitais, aéreos e terrestres) com informações de campo, constituíram a base para discussão.

Os resultados obtidos permitiram um avanço na compreensão da distribuição espacial das unidades e estruturas na região, auxiliando no reconhecimento e delimitação dos diferentes terrenos tectônicos que compõe a área de estudo.

1.2 Objetivos

O objetivo principal do presente estudo foi verificar, a partir da análise multiescala, a distribuição espacial das zonas de cisalhamento neoproterozoicas que cortam a porção meridional do Cinturão Ribeira e sua propagação sob a área adjacente na Bacia do Paraná. A análise foi realizada por meio da geração de modelos geológico-geofísico-estruturais 2-D, elaborados com base no processamento, modelagem direta e inversão de dados geofísicos.

Tendo em vista o objetivo principal, foram estabelecidos os objetivos específicos a seguir:

1. Avaliar a aplicabilidade de métodos de realce de anomalias em dados sintéticos;
2. Delinear com base na aplicação de métodos de realce de anomalias o arcabouço magnético-estrutural da área de estudo;
3. Estimar a profundidade das estruturas regionais assim como verificar sua propagação em subsuperfície;
4. Elaborar modelos geofísico-geológicos regionais com base na interpretação integrada dos dados geofísicos e geológicos.

1.3 Localização

A área objeto do presente estudo envolve a porção meridional do Cinturão Ribeira e áreas adjacentes, incluindo as porções Sudeste do Estado de São Paulo e Nordeste do Estado de Santa Catarina (Fig. 1-1).

O polígono limitante é definido pelas seguintes coordenadas: -51°43'54" e - 47° 58'24" de longitude Oeste e - 23°39'58" e - 26°51'40" de latitude Sul e sua extensão total é de 116.375,6 km².

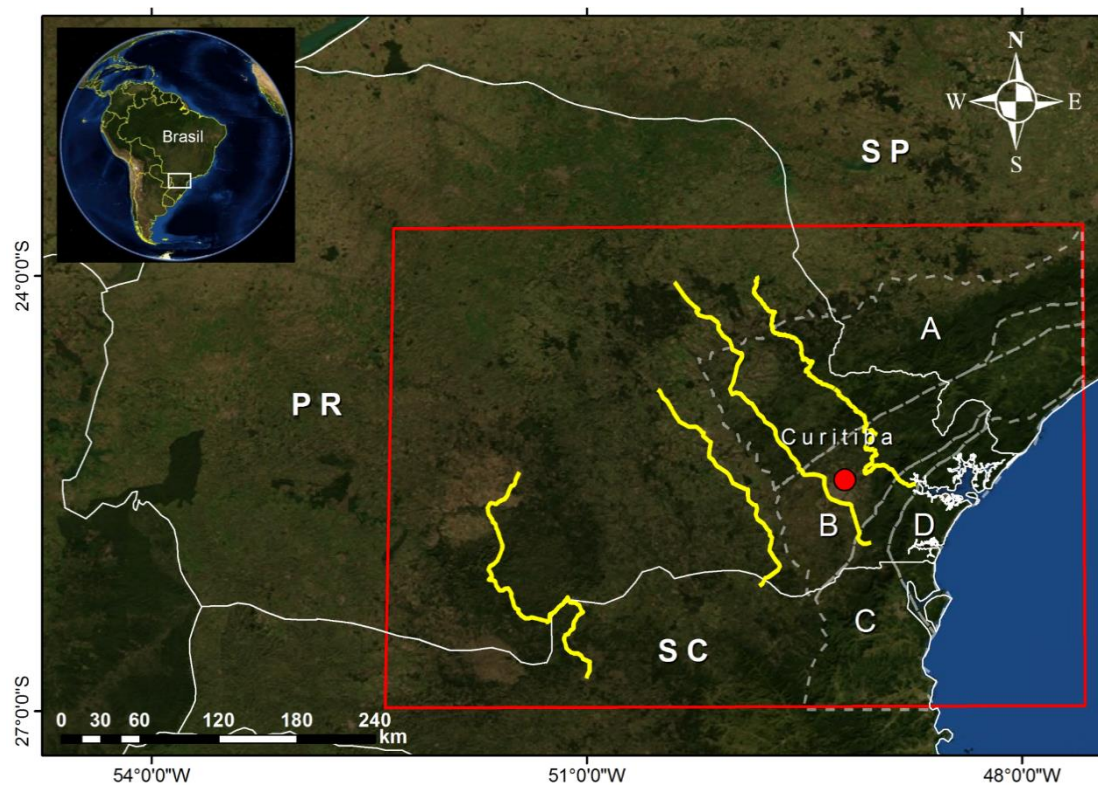


Figura 1-1: Mapa de localização da área de estudo (polígono vermelho), destacando as transectas levantadas (amarelo) e os terrenos tectônicos da porção meridional do Cinturão Ribeira segundo Heilbron et al. (2008) em cinza tracejado: A – Terreno Apiaí, B – Terreno Curitiba, C – Terreno Luis Alves, D – Terreno Paranaguá

2 ASPECTOS GEOLÓGICO E GEOFÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Síntese do Arcabouço Geológico

A área de estudo está inserida na porção centro-sul da Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção meridional do Cinturão Ribeira, além de áreas adjacentes na Bacia do Paraná (Fig. 2-2). Estende-se sobre estas unidades nos estados do Paraná, São Paulo e Santa Catarina.

2.1.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (PM) (ALMEIDA *et al.* 1981) constitui uma faixa de direção NE–SW, instalada na margem continental sudeste-sul do Brasil, e é limitada a Oeste pelas províncias São Francisco, Tocantins e Paraná e a Leste pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Fig. 2-1). Se estende por aproximadamente 3.000 km, desde o sul do estado da Bahia até e o Uruguai, e perfaz uma área de cerca de 700.000 km².

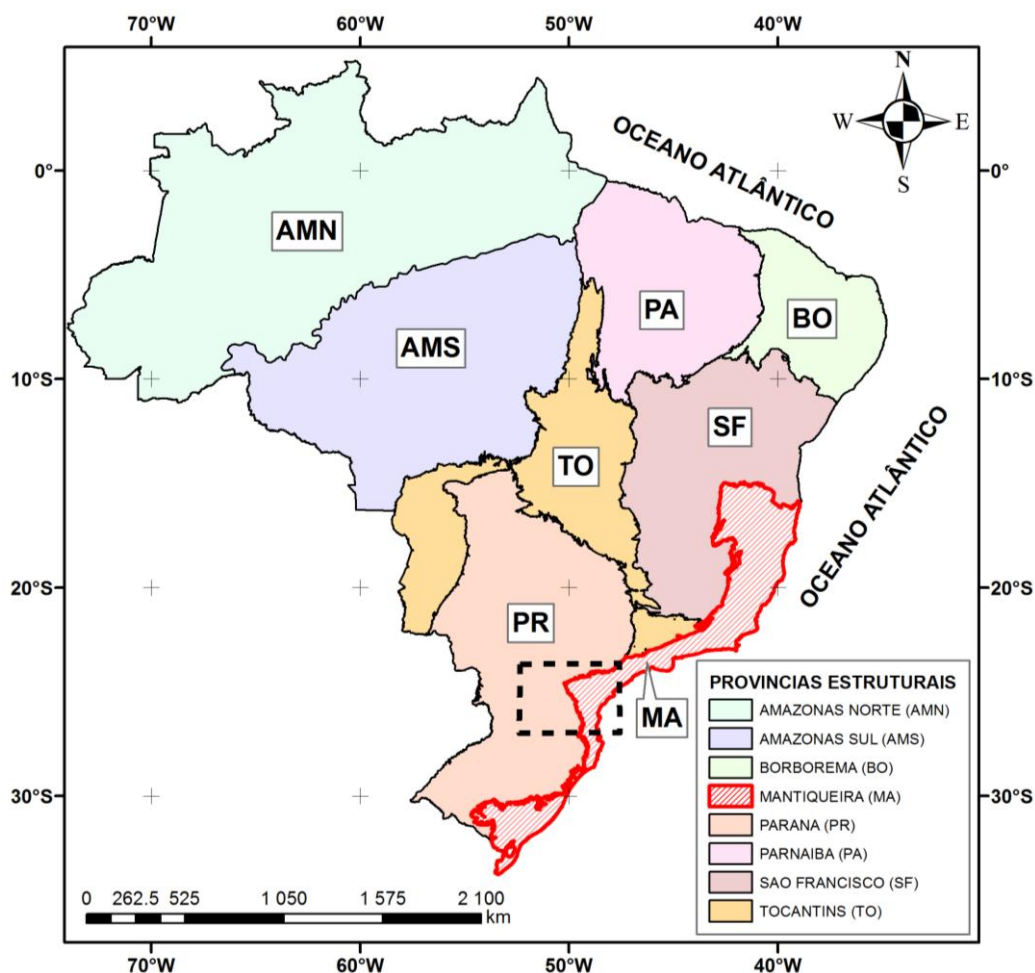


Figura 2-1: Mapa das Províncias Estruturais do Brasil com localização da Província Mantiqueira e indicação da área de estudo em preto tracejado (modificado de Almeida *et al.* 1981, CPRM 2001).

A PM é um produto da interação diacrônica ente os crátons São Francisco, Paranapanema (MANTOVANI & BRITO NEVES 2005) e Rio de La Plata,

cobertos atualmente pela Bacia do Paraná, Luis Alves e do Congo (CAMPANHA 2002).

A evolução destas unidades resultou na aglutinação do Gondwana Ocidental no episódio orogênico Pan-Africano-Brasiliano (Fig. 2-2), o qual foi desenvolvido predominantemente durante o Neoproterozoico-Cambriano (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; BRITO NEVES *et al.* 1999; EIRALDO *et al.* 2006, HEILBRON *et al.* 2004, HEILBRON *et al.* 2008).

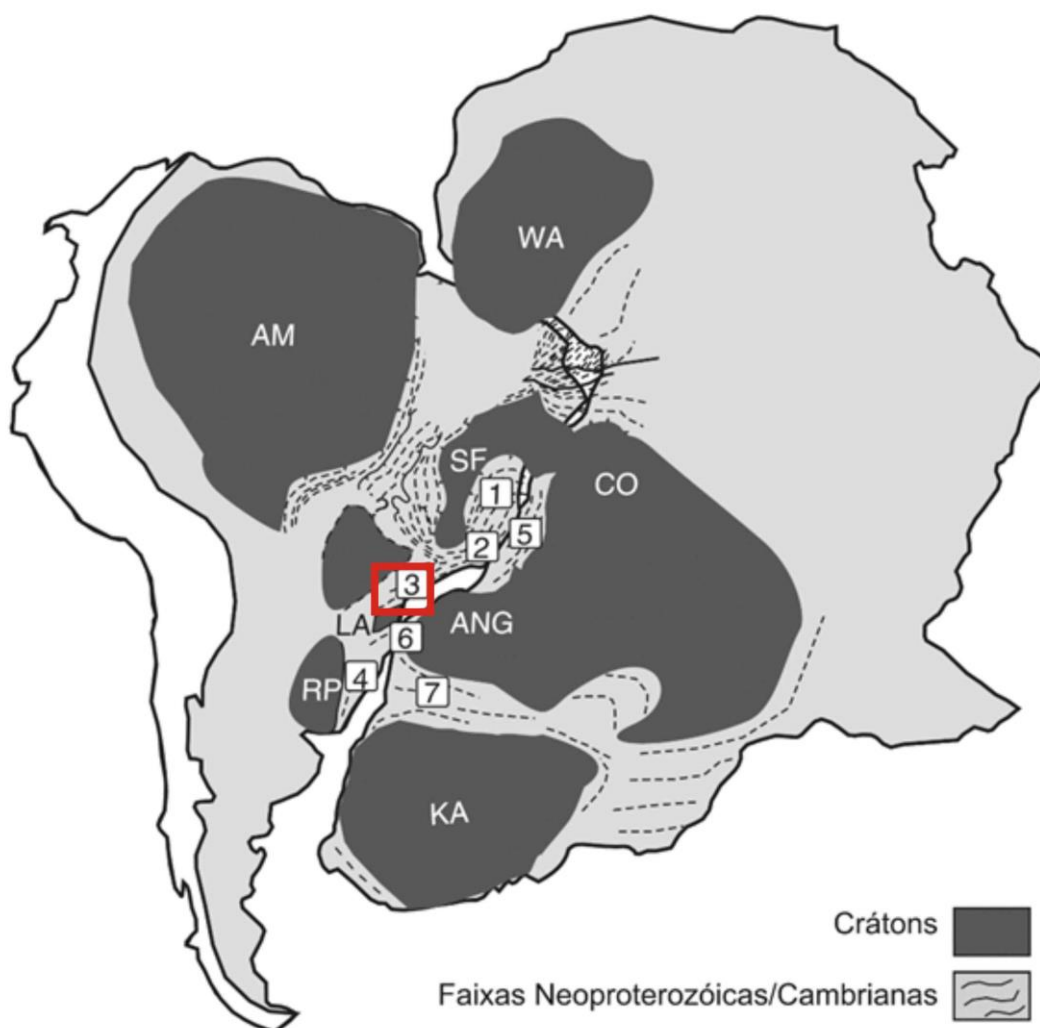


Figura 2-2: Localização dos crátons e faixas móveis Neoproterozoicos na América do Sul e África (Gondwana Ocidental). Modificado de Heilbron *et al.* 2008. Faixas neoproterozoicas: 1, Faixa Araçuaí; 2, Faixa Ribeira Central; 3, Faixa Ribeira Meridional; 4, Faixa Dom Feliciano; 5, Faixa Congo Ocidental; 6, Faixa Kaoko; 7, Faixa Damara. Crátons Principais: AM, Amazônico; SF, São Francisco; LA, Luis Alves; RP, Rio de La Plata; WA, West Africa; CO, Congo; ANG, Angola; KA, Kalahari.

Segundo Heilbron *et al.* (2004) a Província Mantiqueira envolve os orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, além da zona de interferência ente os orógenos Brasília e Ribeira. Em uma subdivisão simplificada, os autores apresentam três segmentos geográficos: a) Orógeno Araçuaí, na porção norte; b) o segmento central, englobando o Orógeno Ribeira,

a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e c) os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira (CR), ou Faixa Ribeira como definida por Almeida *et al.* (1973), constitui um complexo cinturão de dobramentos e empurrões, o qual se estende ao longo do Sudeste do Brasil no rumo NE-SW por cerca de 1.400 km (HEILBRON *et al.* 2000, HEILBRON *et al.* 2004, PETERNEL *et al.* 2005).

O CR reconhecido como uma faixa móvel situada entre os crátons do São Francisco, Parapanema, Luis Alves, Rio de La Plata e Congo, no Gondwana Ocidental e é caracterizada por uma rede de zonas de cisalhamentos transcorrentes, com direção predominantemente destrais. (CAMPANHA 2002).

Segundo Heilbron *et al.* (2008), a evolução da Faixa Ribeira está ligada a colisão oblíqua entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo (HEILBRON *et al.* 2000, CAMPANHA 2002, CAMPANHA & BRITO NEVES 2004). A colisão oblíqua é sugerida pelo predomínio das zonas de cisalhamento transcorrentes destrais de direção NE e ou ENE, com desenvolvimento de megaestruturas S/C e subsidiariamente zonas de cisalhamento conjugadas com movimentação sinistral de direção NS, além de feições lineares que corroboram com esta proposta (CAMPANHA & BRITO NEVES 2001).

Este evento colisional é expresso pelo episódio orogenético Pan-Africano-Brasiliiano, cujo principal desenvolvimento se deu durante o Neoproterozoico-Cambriano, cujos últimos estágios tectônicos alcançaram o Eo-ordoviciano (HEILBRON *et al.* 2008). Para Tassinari *et al.* (2001), esta colisão se deu durante os últimos estágios do Ciclo de Wilson Brasiliiano (Pan-Africano).

A evolução da Faixa Ribeira é caracterizada pelo acoplamento diacrônico de uma série de terrenos tectônicos, tais como arcos magmáticos neoproterozoicos e fragmentos cratônicos mais antigos, ao longo das porções sul e sudeste do paleocontinente São Francisco (HEILBRON *et al.* 2008).

De forma simplificada, Heilbron *et al.* (2008) sintetizam um quadro tectônico geral da Faixa Ribeira num conjunto de diversos terrenos tectônico-estratigráficos limitados por falhas de cavalgamento ou por zonas de cisalhamento transpressivas. Este sistema orogenético compreende rochas arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas, retrabalhadas entre 700-470 Ma. durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana (TASSINARI *et al.* 2001).

Porção meridional do Cinturão Ribeira

Sua porção meridional é caracterizada por uma série de domínios de tendência NE-SW, compostas predominantemente por rochas supracrustais de idade meso a neoproterozoica, de fraco a médio de grau metamórfico (CAMPANHA 2002, BASEI *et al.* 2008).

Tais rochas compõem domínios limitados por expressivas zonas de cisalhamento cavalgantes ou transcorrentes destrais (FIORI 1992; HACKSPACHER *et al.* 2000; CAMPANHA & SADOWSKY 1999, BASEI *et al.*

2008, HEILBRON *et al.* 2008) e tem como embasamento uma associação de rochas gnáissico - migmatíticas com intercalações variadas de metassedimentos e núcleos charnockíticos. Este embasamento aflora predominantemente a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha, e em alguns núcleos antiformais a norte desta estrutura em meio às supracrustais (CAMPANHA 2002).

Complementando o quadro geral, são descritas uma grande quantidade de intrusões graníticas de características variadas, além de bacias tectônicas tardias preenchidas com sedimentos e rochas vulcânicas, as quais são interpretadas como uma fase molássica em relação à orogênese brasileira (CAMPANHA & SADOWSKI 1999, CAMPANHA 2002, HEILBRON *et al.* 2004).

Neste contexto, as zonas de cisalhamento são relevantes, tanto em sua extensão e continuidade sobre estas unidades, como na delimitação dos domínios tectônicos. Entre as principais estruturas são destacadas: o Lineamento de Lancinha-Itapeúna, que juntamente ao Lineamento Ribeira forma o Lineamento Lancinha-Cubatão; os lineamentos de Morro Agudo, Quarenta - Oitava e Figueira, que aparentemente são ramos divergentes do Ribeira; o Lineamento de Itapirapuã, e o Lineamento Morretes – Faxinal (Campanha 2002).

Destaque é dado ao Lineamento Lancinha – Cubatão, o qual representa o principal limite tectônico entre terrenos distintos, o qual separa as associações típicas da Faixa Ribeira a Norte (Terreno Apiaí) dos Domínios Curitiba e Luis Alves a Sul (BASEI *et al.* 1992, CAMPANHA 2002).

A porção meridional do Cinturão Ribeira é constituída por quatro compartimentos tectônicos principais, justapostos durante a aglutinação do Supercontinete Gondwana (CURY 2009). Segundo sua ordem de disposição, partindo de NW para SE, são encontrados os terrenos Apiaí, Curitiba, Luis Alves e Paranaguá (Fig. 2-3). Tais terrenos foram individualizados com base em estudos geológicos, envolvendo características litológicas, petrográficas, estruturais, geocronológicas e geoquímicas, além de dados gravimétricos (BASEI *et al.* 1992, CURY 2009).

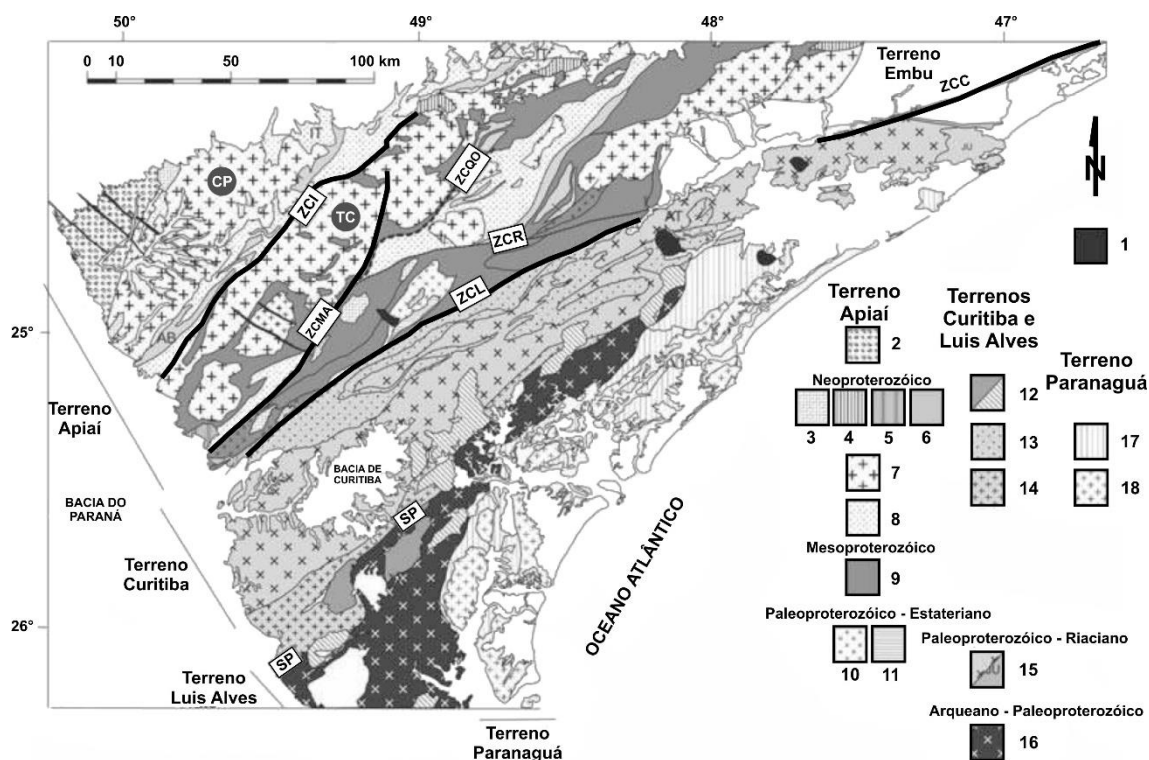


Figura 2-3: Mapa geológico da porção meridional da Faixa Ribeira (modificado de Heilbron *et al.* 2008). 1, Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; 2, sequencias molássicas do Grupo Castro e Formação Camarinha; granitos do tipo – A; 4, Suíte Itu; 5, bacias de Curitiba e Camarinha; 6, sucessões neoproterozoicas mais recentes; 7, granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos; 8, sucessões neoproterozoicas mais antigas; 9, sucessões neoproterozoicas mais recentes; 10, formações do Estateriano; 11, ortognaisses peralcalinos estaterianos; (12-16) terrenos Curitiba e Luis Alves; 12, bacias extensionais e granitos peralcalinos; 13, sucessões neoproterozoicas; 14, granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos; 15, ortognaisses riacianos (AT, Complexo Atuba; JU, granulito Juréia); 16, ortognaisses e granulitos do terreno Luis Alves; (17-18) Terreno Paranaguá; 17, granitos cálcio-alcalinos neoproterozoicos (CP, Cunhaporanga, TC, Três Córregos); 18, sucessões neoproterozoicas. Principais zonas de cisalhamento: ZCI – Itapirapuã, ZCMA - Morro Agudo, ZCQO - Quarenta Oitava, ZCR – Ribeira, ZCL – Lancinha, ZCC - Cubatão; SP - Sutura Piên.

O Terreno Apiaí

O Terreno Apiaí é constituído por sequências metavulcanosedimentares meso e neoproterozoicas, núcleos do embasamento paleoproterozóico e maciços graníticos neoproterozoicos, cuja associação compõe compartimentos tectônicos balizados por expressivas zonas de cisalhamento num contexto deformacional transpressivo (FIORI 1990, 1992, CAMPANHA & SADOWSKI 1999, CURY 2009, HEILBRON *et al.* 2008, SIGA JR. 2010).

É destacada no Terreno Apiaí a ocorrência disseminada de sucessões meso e neoproterozoicas separadas e compartimentadas por zonas de cisalhamento. As sucessões mesoproterozoicas, representadas pelas sequências Água Clara, Votuverava, Perau e Betara ocorrem em intervalos de tempo variados (c.a. 1600–1500, 1500–1400, 1030–908 Ma) e afloram em todos os domínios estruturais (figura 2-4). De forma geral as sucessões são ricas em

rochas carbonáticas e contém unidades siliciclásticas e metavulcânicas de composição ácida a básica (HEILBRON *et al.* 2008, CURY *et al.* 2009).

As sucessões neoproterozoicas, em menor número, representadas pelas unidades da Faixa Itaiacoca e da Formação Iporanga, constituem unidades siliciclásticas-metavulcânicas e carbonáticas, cuja idade de deposição, sugerida com base em dados geocronológicos, alcança 645–628, 620–605 e 600 Ma (HACKSPACKER *et al.* 2000). Com base nestas idades, estas sequências são interpretadas como parte de um cenário tectônico de *back-arc* ou *intra-arc* (HACKSPACKER *et al.* 2000, HEILBRON *et al.* 2008).

Os núcleos do embasamento paleoproterozóico aflorante são compostos por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos, os quais se apresentam milonitizados. Sua ocorrência é observada em regiões próximas à ZCL, nas regiões Betara e Tigre.

Os principais eventos de deformação, magmatismo e metamorfismo associados ao Terreno Apiaí se deram entre 620 e 600 Ma e o tempo de deslocamento ao longo das zonas de cisalhamento destrais que separam os domínios internos do Terreno Apiaí é limitado entre 590–575 Ma (HEILBRON *et al.* 2008).

No contexto do terreno Apiaí são ainda observadas bacias tardi a pós colisionais (Basei *et al.* 1998) com idade neoproterozoica e Cambro-Ordoviciano, correspondendo respectivamente às bacias Castro e Camarinha.

A Formação Camarinha é caracterizada como uma bacia de ante-país relacionada aos episódios mais tardios de cisalhamento, enquanto o Grupo Castro representa uma bacia extensional, pós-orogênica com vulcanismo ácido a intermediário relacionado a rochas psamíticas imaturas contendo fácies pelíticas distais (HEILBRON *et al.* 2004).

Terreno Curitiba

O Terreno Curitiba é composto por gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba gerados no Paleoproterozóico (c.a. 2.0 Ga), sobrepostos por uma sucessão metassedimentar de margem passiva representada pelos metassedimentos das sequências Capiçu, Setuva e Turvo-Cajati, os quais foram afetados por um episódio metamórfico a 600 Ma (HEILBRON *et al.* 2008, CURY 2009).

Seu limite com o Terreno Apiaí a noroeste é definido pela Zona de Cisalhamento Lancinha, a qual é interpretada por alguns autores como um traço de sutura entre as duas unidades (BASEI *et al.* 1998). O limite com o terreno Luis Alves a sudeste é dado pela Zona de Cisalhamento Piên (SIGA JR. 1995), cuja associação com rochas relacionadas a arco, constitui para alguns autores uma evidência de subducção (HEILBRON *et al.* 2008).

O complexo Atuba é composto por gnaisses migmatíticos bandados, intercalados por vezes por anfíbolitos, granulitos e xistos magnesianos (SILVA *et al.* 1998) limitado a sul pelos granitos cálcio alcalinos deformados da Suíte Rio Piên, os quais são associados a rochas básicas e ultrabásicas interpretados como fragmentos de assoalho oceânico obductado (HARARA *et al.* 2001). Siga Jr (1995) interpreta os gnaisses migmatíticos como uma unidade gerada em nível

estrutural inferior, com registros de metamorfismo da fácies anfibolito, acrescida à borda do Terreno Luís Alves durante o Neoproterozoico.

As sucessões metassedimentares são sequências de baixo grau metamórfico, compostas por metacalcários dolomíticos com biohermas estromatolíticas preservadas, metapelitos, metapsamitos, além de uma sequência de maior grau metamórfico de xistos, mármore e anfibolitos (HEILBRON *et al.* 2008).

A Sequência Capiu é constituída por quartzitos, metapelitos e mármore interpretados como uma sequência de plataforma marinha rasa (CAMPANHA & SADOWSKI 1999). A sequência Setuva compreende xistos, gnaisses e quartzitos os quais ocorrem na região do Anticlinal do Setuva. Campanha e Sadowski (1999) fazem a correlação da Formação Setuva com a Sequência Turvo-Cajati, ampliando sua abrangência.

A sequência Turvo-Cajati é constituída por micaxistos e paragneisses com metamorfismo variando entre fácies xisto verde a anfibolito, com intercalações de rochas calciosilicáticas e mármore dolomíticos. Faleiros (2008) interpreta o complexo-turvo-Cajati como parte de um prisma acrescionário com porções subductadas até a base da crosta.

Terreno Luis Alves

Segundo Campanha (2002) o Terreno Luis Alves representa a única área cratônica aflorante (em relação à Orogenia Brasileiro-Pan Africana) na porção Sul paulista e Leste paranaense. É constituído predominantemente por gnaisses granulíticos, metamorfisados em médio a alto grau (BASEI *et al.* 1992 e 1998). Ocorrem subordinadamente rochas migmatíticas e graníticas, básicas e ultrabásicas, além de gnaisses calciosilicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos (CURY 2009). Sato *et al.* (2003), indicam para estas rochas idades entre o Arqueano (c.a. 2,7 – 2,5 Ga) e o Paleoproterozóico (2,2 – 1,8 Ga).

Bacias com idades que vão do tardi-Ediacarano ao Cambriano, tardi a pós colisionais, são relacionadas às fases finais das zonas de cisalhamento transpressivas (BASEI *et al.* 1998; HEILBRON *et al.* 2008).

Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá é constituído predominantemente por um complexo ígneo, composto de uma grande variedade de rochas graníticas, cujas encaixantes são gnaisses, xistos, quartzitos, mármore, cálcio silicáticas e anfibolitos, metamorfisados em diferentes graus (CURY 2009).

O contato ocidental com os terrenos Luis Alves e Curitiba é representado em sua porção sudoeste pelo lineamento do Rio Palmital, na porção oeste-noroeste pelos lineamentos Alexandra e Serra Negra, além das zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional. As zonas de cisalhamento Palmital e Alexandra são de cinemática sinistral (SIGA JR. 1995), o que denota uma componente oblíqua na colisão, enquanto que as zonas de cisalhamento Serra Negra e Icapara representam uma grande frente de colisão frontal (CURY 2009).

Com base na idade de formação, as quais variam entre 620-570 Ma (SIGA JR. 1995), Cury (2009) sugere que a formação deste domínio granítico, ou de

parte dele se deu a partir do retrabalhamento de rochas de crosta inferior, sendo o principal período de magmatismo definido pelo o intervalo de 600-580 Ma. A idade de resfriamento cambro-ordoviciano ainda sugere relação com a aglutinação do Gondwana Ocidental, onde este terreno poderia representar a continuidade do Cinturão Kaoko na África (CURY 2009).

Cury (2009) indica que a justaposição do Terreno Paranaguá parece ter ocorrido após a colagem dos terrenos Luís Alves e Curitiba e que os contatos com estes domínios sugerem que esta feição integra a evolução de um grande cinturão colisional, o qual baliza parte da porção costeira das regiões Sul e Sudeste do Brasil.

Província Serra da Graciosa

Esta província representa um magmatismo alcalino/peralcalino atuante nos terrenos Luís Alves, Curitiba e Paranaguá, compostos por monzodioritos e rochas híbridas (GUALDA e VLACH 2007), cuja distribuição é relacionada às grandes zonas de cisalhamento e tem idade de cristalização entre 600 e 580 Ma (SIGA JR. et al. 1995). Entre os inúmeros maciços graníticos que a representam podem ser citados os maciços Graciosa, Anhangava e Marumbi.

2.1.2 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná, considerada como uma bacia tipicamente intracratônica (ALMEIDA 1981, MILANI E RAMOS 1998), abrange uma área de aproximadamente 1.750.000 km² (ALMEIDA 1981) ocupando a região Sul e porções das regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, além de parte do Paraguai, Argentina e Uruguai.

Possui um eixo maior de direção N-S, com seus contornos atuais definidos por limites erosivos, relacionados à tectônica mesocenozoica (MILANI *et al.* 2007). Seu preenchimento, cuja espessura máxima atinge 7000m (MILANI *et al.* 2007), é predominantemente siliciclástico, com carbonatos e rochas ígneas subordinadas. Comporta o registro estratigráfico entre o Ordoviciano e o Cretáceo (ZALÁN *et al.* 1987, OLIVEIRA 1991; MILANI E RAMOS 1998).

Ao longo da evolução da bacia são interpretadas fases sucessivas de erosão e deposição, limitadas por discordâncias regionais, as quais são relacionadas a eventos de soerguimento e subsidência do embasamento (ALMEIDA 1981). Esta dinâmica do embasamento é reflexo da propagação do stress tectônico na margem continental mais próxima, resultante de esforços convergentes, associados a efeitos térmicos e de extensão local no interior da placa (STRUGALLE *et al.* 2007).

Quanto a divisão estratigráfica Zalán *et al.* (1987) indicam cinco sequências deposicionais: Siluriana, Devoniana, Permo-Carbonífera, Triássica e Juro-Cretácea, ao passo que Soares (1991) apresenta as sequências Ordovício-Siluriana, Devoniano-Mississippiana, Pensilvaniano-Permiana, Triássico-Jurássica e Cretácea.

Milani *et al.* (1997) reconheceram seis supersequências no registro da estratigrafia da bacia: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo), sendo as três

primeiras unidades referentes a grandes ciclos transgressivos paleozoicos, e as demais representariam o registro da sedimentação continental com magmatismo associado.

Zalán *et al.* (1987) apresentaram um mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (Figura 2-5), elaborado com base em dados de subsuperfície, imagens de satélite e dados magnetométricos, no qual indicaram as principais feições tectônicas interpretadas.

Das estruturas apresentadas destacam-se as que se prolongam sobre a área de estudo como: a Zona de Falha Guapiara (5), a Falha de Santo Anastácio (6), a Falha de São Jerônimo /Curiúva (7), o Arco de Ponta Grossa (8), a Zona de Falha Curitiba/Maringá (9), a Falha do Rio Alonzo (10), o Lineamento do Rio Piquiri (12) e a Zona de Falha Caçador (13), sendo estas todas de direção NW-SE. Dentre as feições de direção NE-SW são observadas a Falha de Guaxupé (18), Falha de Jacutinga (19), a Zona de Falha de Taxaquara (20), a Zona de Falha Lancinha – Cubatão (21) e o Lineamento de Taquara Verde (28). A localização das estruturas em relação a área de estudo é observada na Figura 2-4.

Com relação às direções estruturais predominantes na bacia, Soares *et al.* (1991) identificaram cinco, sendo elas: Paraná (N25E), Pitanga (N60E), Rio Ivaí (N45W), Rio Piquiri (N70W), Goioxim (N5-20W), além das direções Tapirapui (N-S) e Paranapanema (E-W) menos proeminentes.

As direções NW-SE e NE-SW, configuram as direções mais importantes, constituídas por falhas simples ou zonas de falha regionais, com dezenas de quilômetros de largura e centenas de quilômetros de comprimento.

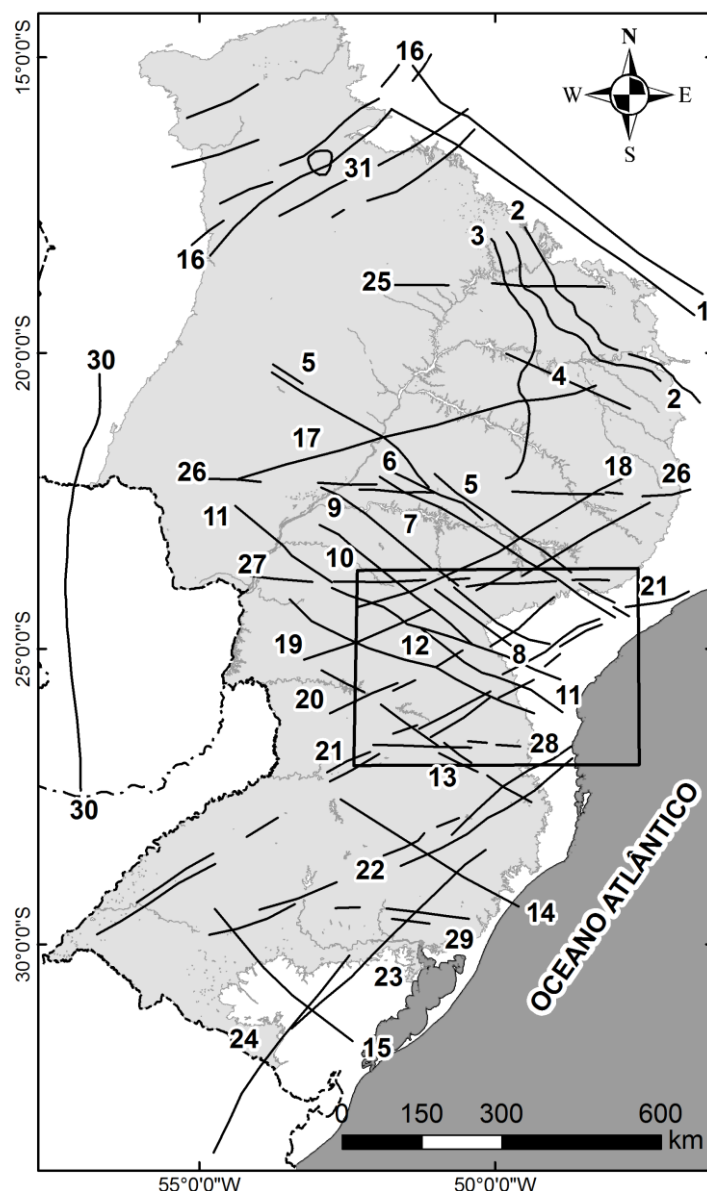


Figura 2-4 – Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, modificado de Zalán *et al.* (1987), com a localização da área de estudo. Estruturas com direção NW: 1 – Arco do Alto Parnaíba, 2 – Flexura de Goiânia, 3- Baixo de Ipiaçu/Campina Verde, 4 – Alto de Cardoso, 5 – Zona de Falha Guapiara, 6 – Falha de Santo Anastácio, 7 – Falha de São Jerônimo /Curiúva, 8 – Arco de Ponta Grossa, 9 – Zona de Falha Curitiba/Maringá, 10- Falha do Rio Alonzo, 11 – Zona de Falha Cândido de Abreu/Campo Mourão, 12 – Lineamento do Rio Piquiri, 13 – Zona de Falha Caçador, 14 – Sinclinal de Torres, 15 – Arco do Rio Grande; Com direção NE: 16 – Zona de Falha Transbrasiliana (lineamento Transbrasiliiano), 17 - Lineamento Araçatuba, 18 – Falha de Guaxupé, 19 - Falha de Jacutinga, 20 – Zona de Falha de Taxaquara, 21 – Zona de Falha Lancinha – Cubatão, 22 – Zona de Falha Blumenau/Soledade, 23 – Falha de Leão, 24 – Falha de Açotea; Com direção E-W: 25 – Lineamento Cassilândia, 26 –Lineamento Moji-Guaçu/Dourados, 27 – Lineamento de São Sebastião, 28 – Lineamento de Taquara Verde, 29 – Lineamento de Bento Gonçalves; Direção N-S: Arco de Assunção e 31 – Domo de Araguaína.

A influência das estruturas do embasamento na instalação e evolução da bacia é consensual e foi discutida por diversos autores (ALMEIDA 1981, FERREIRA 1982, SOARES *et al.* 1982; CORDANI *et al.* 1984; BRITO NEVES *et*

al. 1984, MILANI 1997, MILANI E RAMOS 1998, ZALÁN 1990, ZALÁN *et al.* 1987, QUINTAS 1995). Apesar disto ainda há incertezas quanto à distribuição espacial e a cronologia de atividade das estruturas atuantes.

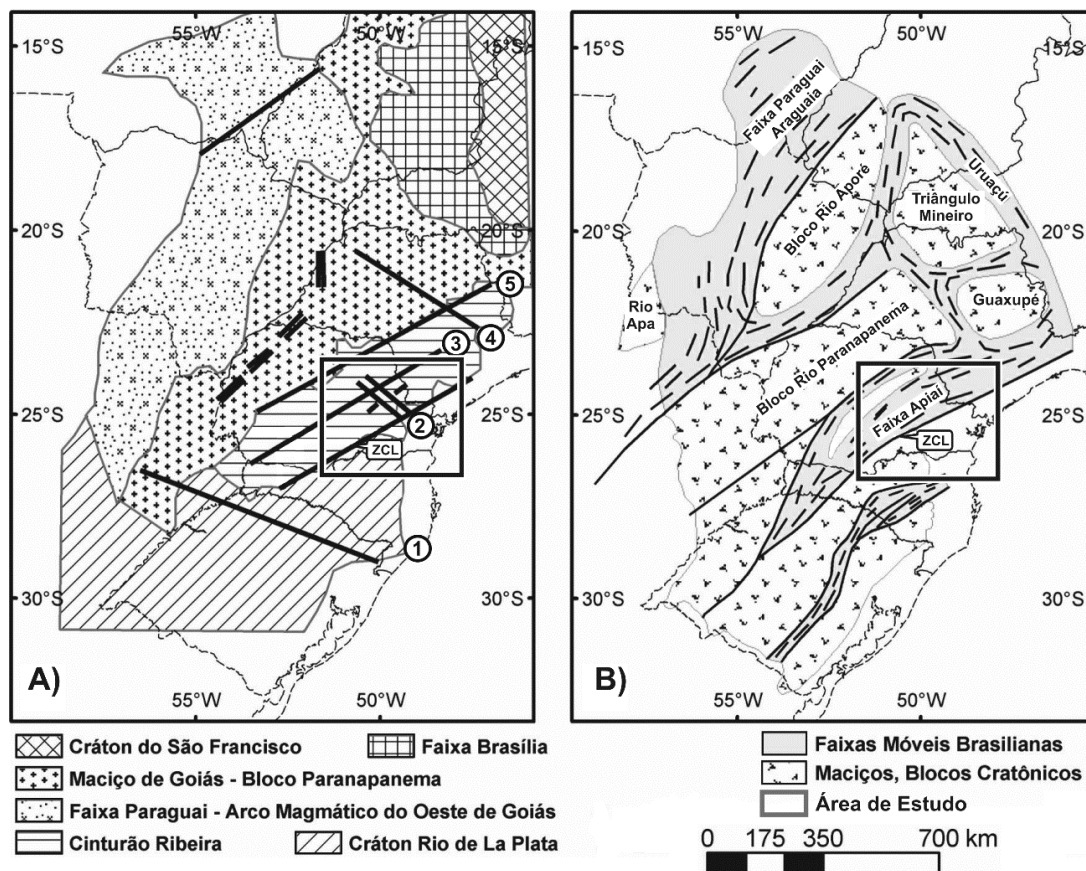


Figura 2-5 - Localização da área de estudo sobre as interpretações do Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná com destaque da área de estudo: A) modificado de Quintas (1995), B) modificado de Milani e Ramos (1998). Estruturas: 1 – Sinclinal de Torres, 2 – Eixo do Arco de Ponta Grossa, Flexura de Goiânia; 3- Zona de falha de Taxaquara; 4 – Alinhamento Rio Tietê; 5 – Zona de Falha de Jacutinga; ZCL – Zona de Cisalhamento Lancinha.

Com base em dados gravimétricos, Quintas (1995) em uma tentativa de reconstrução do embasamento da Bacia do Paraná, discute a continuidade da Faixa Ribeira em subsuperfície calcada na continuidade do alinhamento de anomalias negativas do embasamento adjacente para dentro da área da bacia. Aponta a ZCL como o limite NE-SW entre dois blocos crustais: Faixa Ribeira ao norte e o Cráton Rio de La Plata ao sul (Figura 2-5 A).

Milani e Ramos (1998) relacionam os esforços compressivos atribuídos à orogênese Oclóyca na margem do Gondwana com a reativação de estruturas do embasamento intracratônico, o que seria relacionado a calha inicial da bacia. Tais discontinuidades teriam configurado zonas dissipadoras dos esforços tectônicos nas regiões intraplaca (ZALÁN 1990).

A continuidade das estruturas aflorantes no embasamento adjacentes a Leste da bacia para seu interior é proposta por outros autores (MILANI 1997, MILANI E RAMOS 1998). Zalán *et al.* (1987) prolongam estruturas como a Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL) em subsuperfície por mais 1300 km até o

Estado do Rio Grande do Sul, totalizando mais de 2000 km de extensão (Figura 2-5 B).

2.1.3 O Arco de Ponta Grossa

Localizado na porção sul-sudeste brasileira, o Arco de Ponta Grossa (APG) é uma das feições tectônicas mais notáveis da porção sul oriental da América do Sul (PORTELA FILHO e FERREIRA 2003).

Consiste num enxame de diques de direção preferencial entre N50W e N60W, que corta tanto as rochas do Pré-Cambriano com as da bacia. É caracterizado por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos de extensão superior a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km (Figura 2-7) (PORTELA FILHO e FERREIRA 2003).

As espessuras dos diques oscilam, em média, entre 20-50 m, podendo atingir até 600 m, enquanto a frequência média é de 1,5 diques/km e, às vezes, até de 4 diques/km (MARINI *et al.* 1967, CASTRO *et al.* 2008).

Os limites do APG são dados pelo Alinhamento de Guapiara (FERREIRA *et al.* 1981) a nordeste e pelo Alinhamento do Rio Piquiri a sudoeste (Fig. 2-5), e sua região central, com uma maior frequência de intrusões, é balizada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (FERREIRA 1982, PORTELA FILHO e FERREIRA 2003).

Possivelmente estes alinhamentos indicam estruturas profundas que se prolongam até o manto superior, pois além de propiciar a ascensão de magma e a intrusão de enxame de diques básicos, são encontrados corpos de rochas alcalinas ao longo de seu eixo (ALMEIDA 1983, PORTELA FILHO e FERREIRA 2003, DE MIO 2005). Segundo Zalán *et al.* (1990), o paralelismo destas estruturas indica sua origem tectônica.

A influência tectônica do APG é registrada desde o Devoniano, influenciando inclusive na sedimentação na Bacia do Paraná, tendo seu clímax durante a ativação Waldeniana, no Juro-Cretáceo (FERREIRA 1982, ZALÁN *et al.* 1990).

Ferreira (1982a, b) identificou os principais alinhamentos estruturais-magnéticos integrantes do Arco de Ponta Grossa, denominando-os de Guapiara (limite setentrional), São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (região central) e Rio Piquiri (limite meridional).

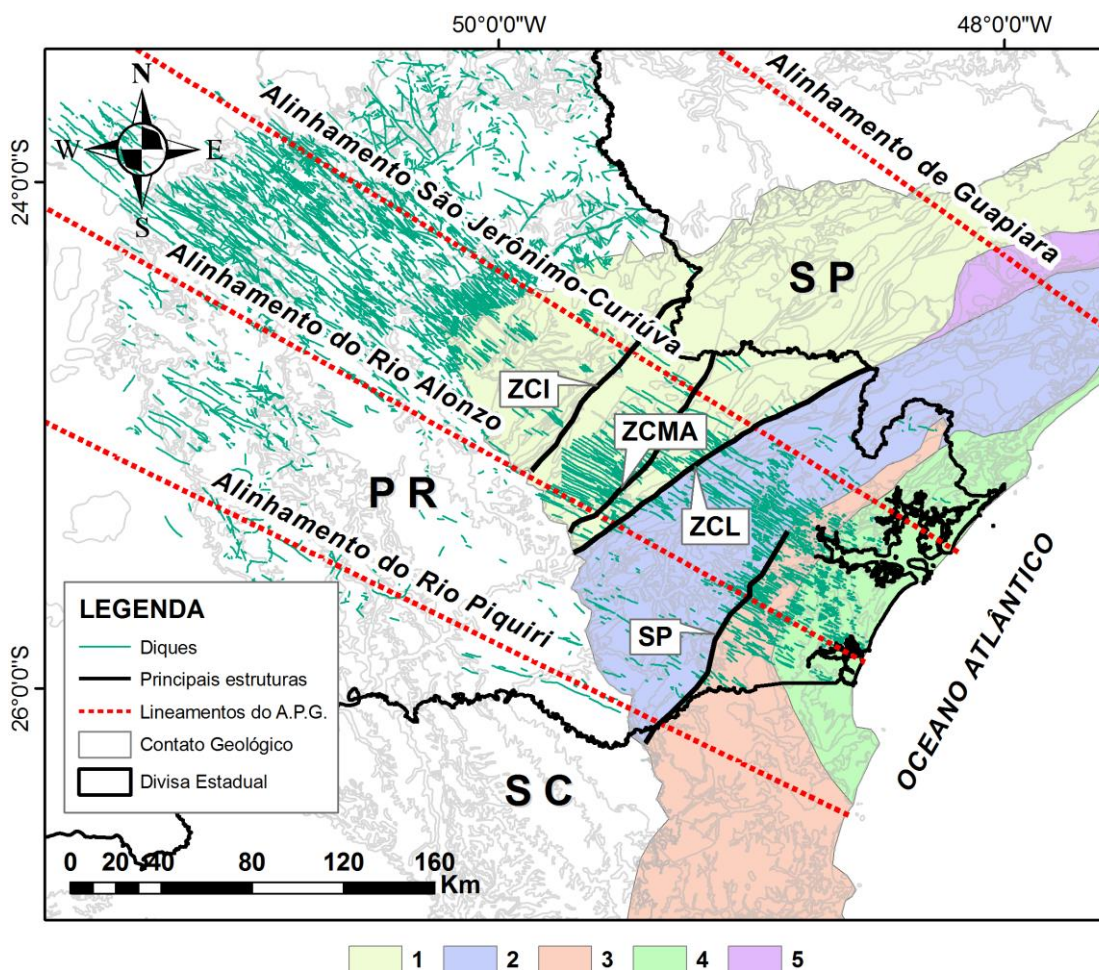


Figura 2-6: Compartimentação tectonoestrutural da área de estudo e localização dos alinhamentos do Arco de Ponta Grossa. Adaptado de Basei *et al.* (1992), Siga Jr (1995), Portela Filho e Ferreira (2003), Cury (2009), Heilbron *et al.* (2008). Terrenos tectônicos: 1, Terreno Apiaí; 2, Terreno Curitiba; 3, Terreno Luis Alves; 4, Terreno Paranaguá; 5, Terreno Juiz de Fora. Estruturas principais: ZCI, Zona de cisalhamento Itapirapuã; ZCMA, Zona de cisalhamento Morro Agudo; ZCL, Zona de cisalhamento Lancinha; SP, Sutura Piên.

2.2 Arcabouço geofísico

A utilização de informações geofísicas no auxílio à interpretação de feições geológicas regionais é uma prática usual aplicada tanto no meio acadêmico como na exploração de recursos naturais. Impulsionado pela constante evolução tecnológica, o emprego de dados potenciais vem se mostrando uma ferramenta eficiente na caracterização de feições estruturais de subsuperfície.

Neste sentido são apresentados neste item alguns dos principais trabalhos utilizando dados potenciais na região meridional do Cinturão Ribeira. A localização dos perfis gravimétricos mencionados na área de estudo pode ser observada na Figura 2-7.

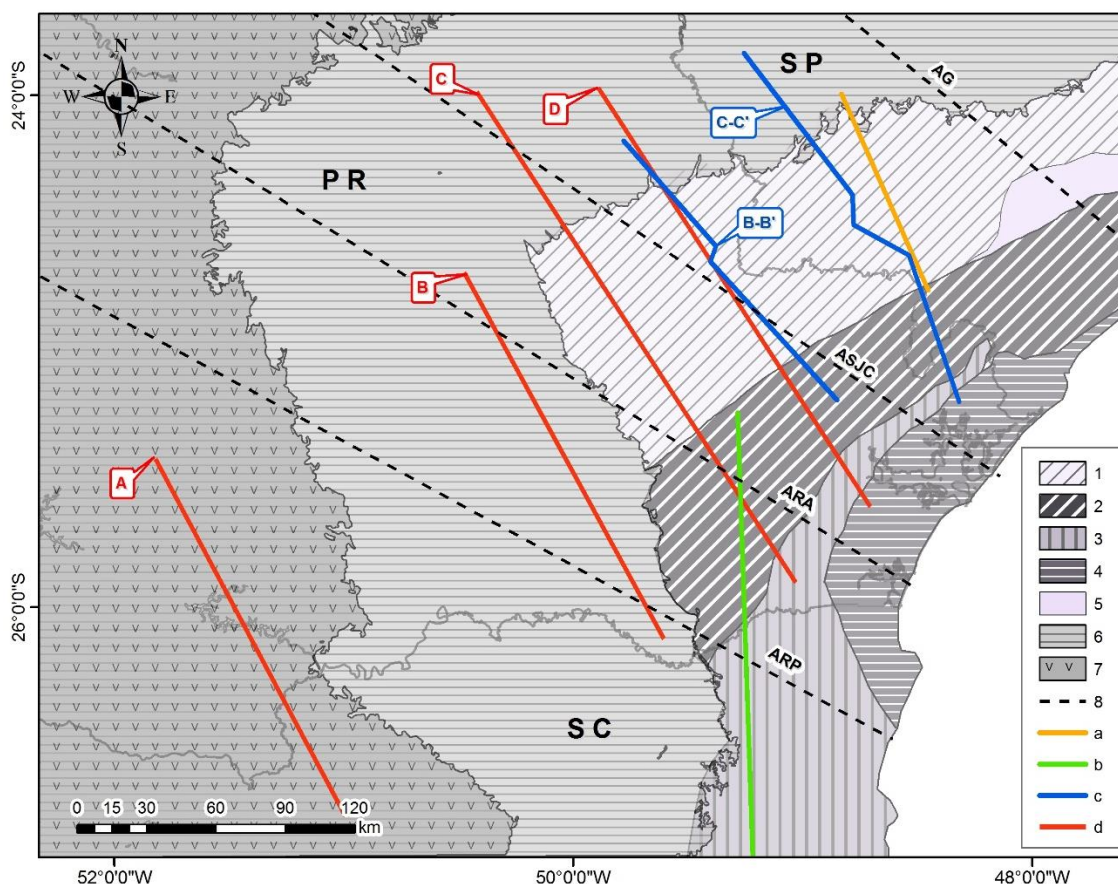


Figura 2-7: Localização de perfis gravimétricos realizados em trabalhos anteriores sobre as principais feições tectônicas da área de estudo. **Terrenos Tectônicos:** 1 – T. Apiaí, 2- T. Curitiba, 3 – T. Luis Alves, 4 – T. Paranaguá, 5 - T. Juiz de Fora; **Bacia do Paraná:** 6 – Sedimentos paleozoicos, 7 – Formação Serra Geral; 8 - **Alinhamentos do APG:** AG – Alinhamento de Guapiara, ASJC – Alinhamento São Jerônimo Curiúva, ARA – Alinhamento do Rio Alonzo, ARP – Alinhamento do Rio Piquiri; **Perfis gravimétricos projetados:** a – Ferreira *et al.* (1988), b - Mantovani *et al.* (1989), c -Rosales (2004) e d – perfis realizados no presente estudo.

Ferreira *et al.* (1988), com base na modelagem gravimétrica do Perfil Itapeva - Barra do Turvo (SP), associam os patamares na curva da anomalia Bouguer a dois domínios, sendo os valores mais baixos correspondentes a Bacia do Paraná e os mais altos relacionados ao bloco costeiro (Fig. 2-8).

Associam um baixo gravimétrico ao maciço de Catas Altas, Complexo Três Córregos, o qual interpretam como um espessamento crustal com presença de intrusões graníticas.

Mantovani e colaboradores (1989), na interpretação do perfil gravimétrico entre as cidades de Braço Norte (SC) e Piraí do Sul (PR), propõe uma sobreposição do domínio externo do Cinturão Dom Feliciano sobre o Terreno Luis Alves. As anomalias de maior amplitude do Terreno Luis Alves são associadas a um soerguimento de segmentos da crosta inferior durante o processo de justaposição de unidades crustais.

Os terrenos gnáissico-migmatíticos localizados ao sul de Piên no limite entre os blocos central e Norte, são interpretados como uma cunha alóctone do Terreno Curitiba. Uma anomalia positiva indica um envolvimento da crosta

inferior até a superfície, de uma forma mais verticalizada, correspondendo à ocorrência de rochas básicas e ultrabásicas ao longo do limite entre os terrenos Curitiba e Luis Alves (Mantovani *et al.* 1989).

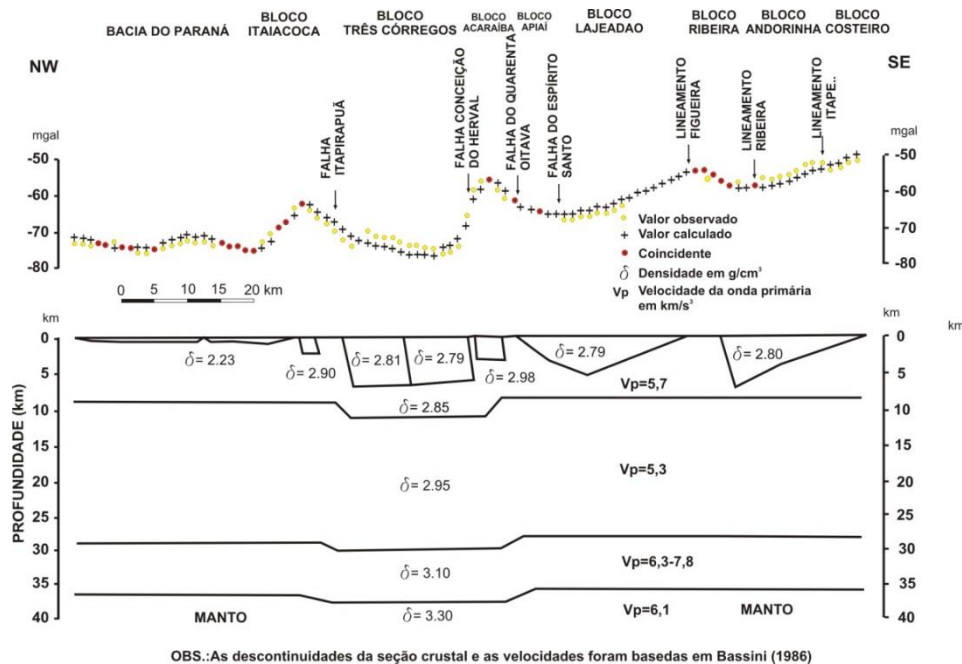


Figura 2-8: Modelo gravimétrico do perfil Itapeva-Barra do Turvo (modificado de Ferreira *et al.* 1988).

Os terrenos gnáissico-migmatíticos localizados ao sul de Piên no limite entre os blocos central e Norte, são interpretados como uma cunha alóctone do Terreno Curitiba. Uma anomalia positiva indica um envolvimento da crosta inferior até a superfície, de uma forma mais verticalizada, correspondendo à ocorrência de rochas básicas e ultrabásicas ao longo do limite entre os terrenos Curitiba e Luis Alves (Mantovani *et al.* 1989).

Os autores apresentam um modelo tectônico onde o domínio externo do Terreno Luis Alves foi coberto parcialmente por pelo menos duas unidades crustais maiores distintas, sugerindo uma estruturação tectônica final como produto de um processo de subducção do tipo "A" durante o Brasileiro (Figura 2-9).

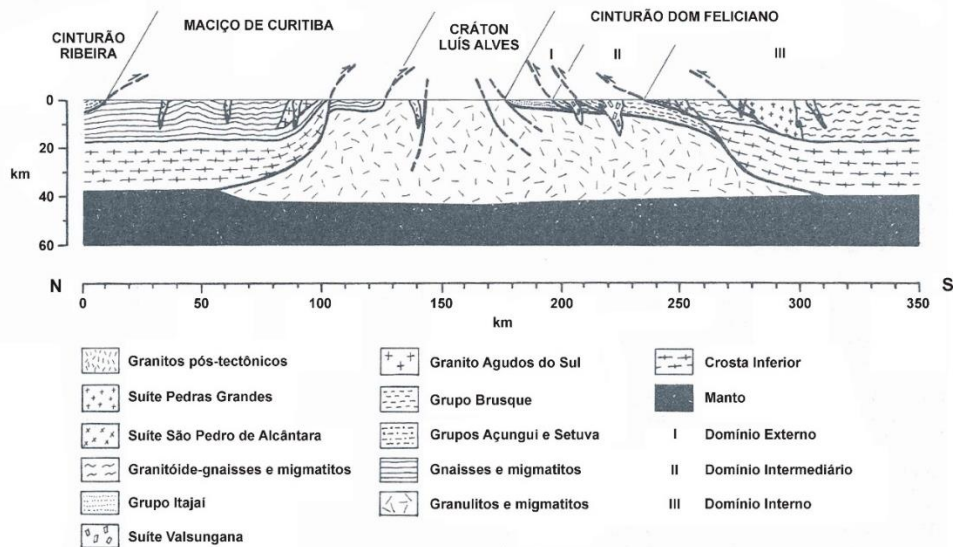


Figura 2-9: Modelo tectônico e valores residuais entre o sinal observado e o calculado para M2. Nota-se a correspondência das principais oscilações do sinal com os corpos observados em superfície: P1= Piên; P2= Canelinhas; N1= granitoides Agudos do Sul; N2= Formação Campo Alegre (Corupá); N3= Grupo Itajaí; N4= Suíte São Pedro de Alcântara (MANTOVANI *et al.* 1989).

Shukowski *et al.* (1991), associam o contato entre os terrenos Luis Alves e Curitiba a um alto gravimétrico que se prolonga do Leste do Paraná até o Rio Grande do Sul. De forma semelhante associam o limite entre os terrenos Curitiba e Apiaí uma anomalia positiva que se prolonga até o extremo nordeste do Escudo Sul - Rio-Grandense (Figura 2-10).

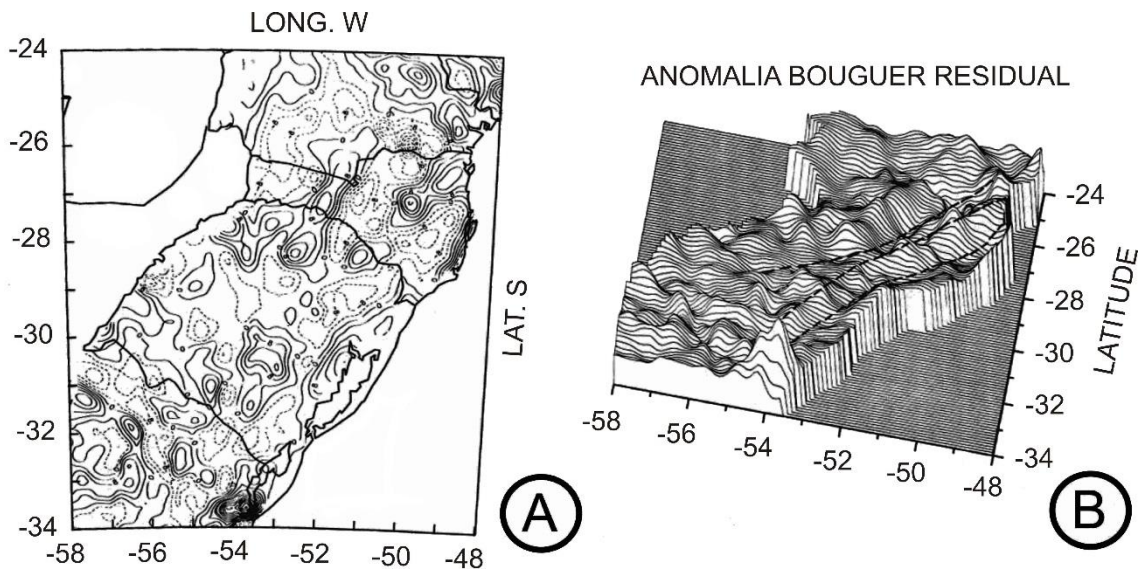


Figura 2-10: (A) Mapa do campo magnético residual. A similaridade e continuidade das anomalias permitem a delimitação das unidades principais do embasamento da Bacia do Paraná em subsuperfície. (B) Representação tridimensional da anomalia Bouguer residual, evidenciando a continuidade espacial do padrão gravimétrico caracterizado pela sequência baixo-alto-baixo, de NW para SE, associada respectivamente aos

terrenos do Maciço de Curitiba, Cráton de Luis Alves - Rio de La Plata e Cinturão Dom Feliciano (Modificado de SHUKOWSKI *et al.* 1991).

Com base nas anomalias gravimétricas residuais, Hallinan *et al.* (1993) atribuíram um alto gravimétrico de direção NW, discordante da direção preferencial das estruturas do embasamento, ao enxame de diques de Arco de Ponta Grossa (APG).

Os autores ainda relacionam o Terreno Luis Alves, a anomalias de alta amplitude, associando a continuidade destes altos em direção ao Complexo Serra Negra, que exibe altos gravimétricos independentes. Os dados magnéticos também destacam tanto o APG como o Terreno Luis Alves (Hallinan *et al.* 1993). Estas associações podem ser observadas na Figura 2-11.

Tais autores observaram que nos cinturões circundantes, os picos das anomalias gravimétricas negativas coincidem com os granitos cinemáticos, sendo os granitos anorogênicos desprovidos de anomalias bem definidas, sugerindo uma origem mais rasa quando comparados aos sintectônicos. Isto também é verificado em relação ao Terreno Paranaguá que se apresenta como um baixo gravimétrico interrompido por um alto em Pontal do Sul.

Com base nestas informações, Hallinan *et al.* (1993) sugerem que estas exposições do Terreno Luis Alves são lâminas tectônicas do embasamento do Luis Alves e não fruto de uma “profusão contínua”.

Ussami *et al.* (1993), interpretando uma base de dados gravimétricos regionais (espaçamento de 55,5 km), interpretam um alto gravimétrico sobre a Província Mantiqueira a intrusão de uma grande quantidade de material derivado do manto associado a zonas de acreção crustal.

Rosales (2004) realizou um levantamento gravimétrico no Terreno Apiaí, cobrindo áreas dos estados de São Paulo e do Paraná. Os dados adquiridos somados a levantamentos pré-existentes compuseram uma base de cerca de 4800 estações gravimétricas distribuídas na região da Faixa Apiaí, predominantemente no estado de São Paulo.

Com base nestes dados foram modelados três perfis geofísico-geológicos do Terreno Apiaí, nos quais foram utilizados dados laboratoriais de densidade de rochas coletadas durante a execução do trabalho.

Inicialmente Rosales (2004) introduziu modelos simplificados com foco na geometria e estratificação crustal ao longo dos perfis. O autor dividiu a crosta em Crosta Continental Superior (CCS) com uma espessura média estimada em 12 km e Crosta Continental Inferior (CCI) com uma espessura média de 25 km.

A composição da porção superior (CCS) foi atribuída a rochas sedimentares, metassedimentares e vulcanossedimentares, assim como por rochas intrusivas félsicas (granitos, granodioritos), intrusivas máficas (gabros, diabásios), além de rochas metamórficas de baixo a médio grau, parte do embasamento.

Segundo os modelos propostos por Rosales (2004) e sua correspondência com o sinal gravimétrico, a espessura da crosta continental superior (CCS) começa a decrescer rumo à sudeste, em sentido do litoral, chegando a valores em torno de 8 – 7 km. Com base nisto o autor interpreta um

afinamento gradual da crosta superior na direção sudeste, o que é mais notável no trecho que vai do setor sul da falha Faxinal, até o litoral paranaense.

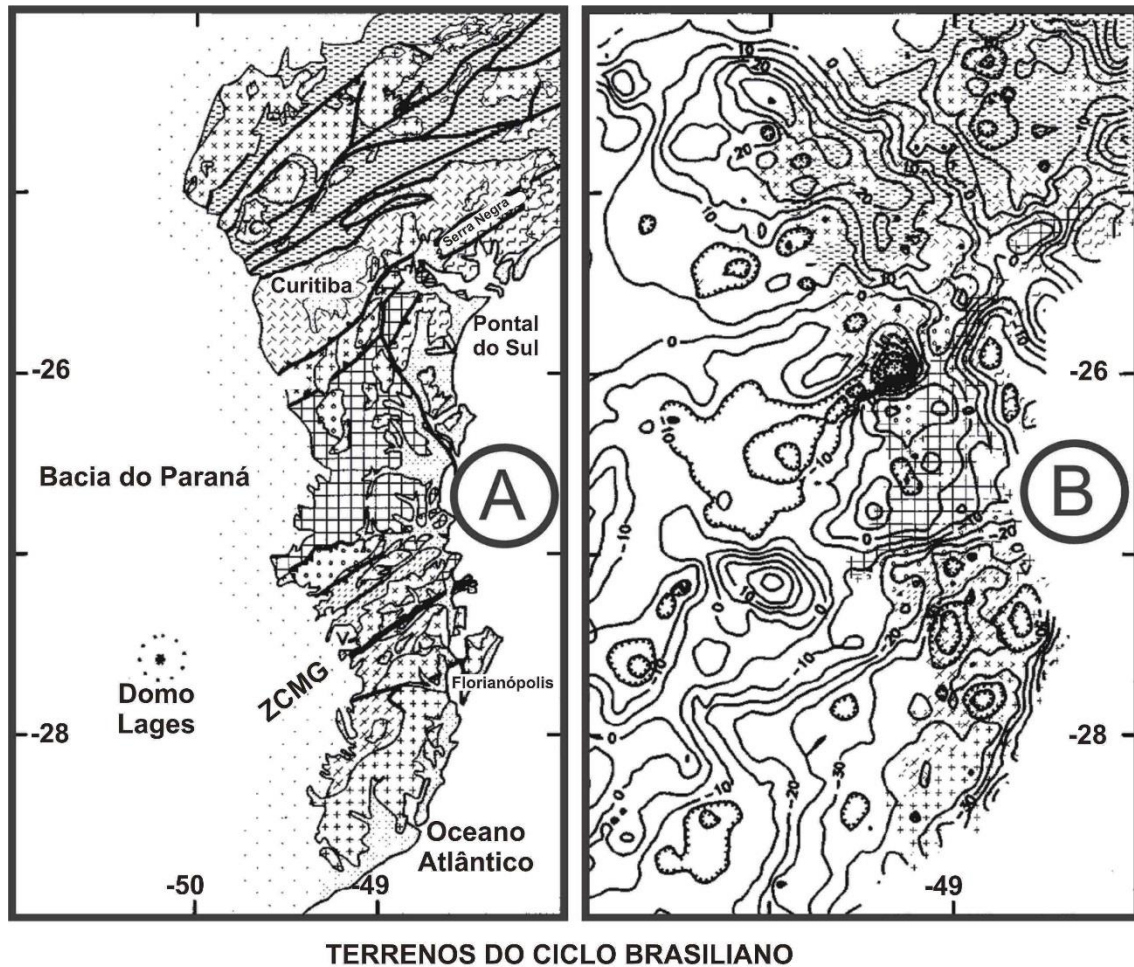


Figura 2-11: (A) Geologia simplificada porção setentrional do embasamento (PR, SC, e RS) (V-Granito Valsungana, TC- Granito Três Córregos, ZCMG – Zona de Cisalhamento de Major Gercino; (B) Anomalias isostáticas residuais sobre a área setentrional. (HALLINAN *et al.* 1993)

A Crosta Continental Inferior (CCI) é subdividida em uma camada superior com espessura média estimada 15 km, com uma composição estimada, na sua maioria por rochas metamórficas de alto grau (granulitos félsicos) enquanto a camada inferior apresenta uma espessura média de 10 km, onde são predominantes os granulitos máficos.

Os modelos propostos para a crosta nos perfis BB' e CC' podem ser observados nas Figuras 2-12 e 2-13.

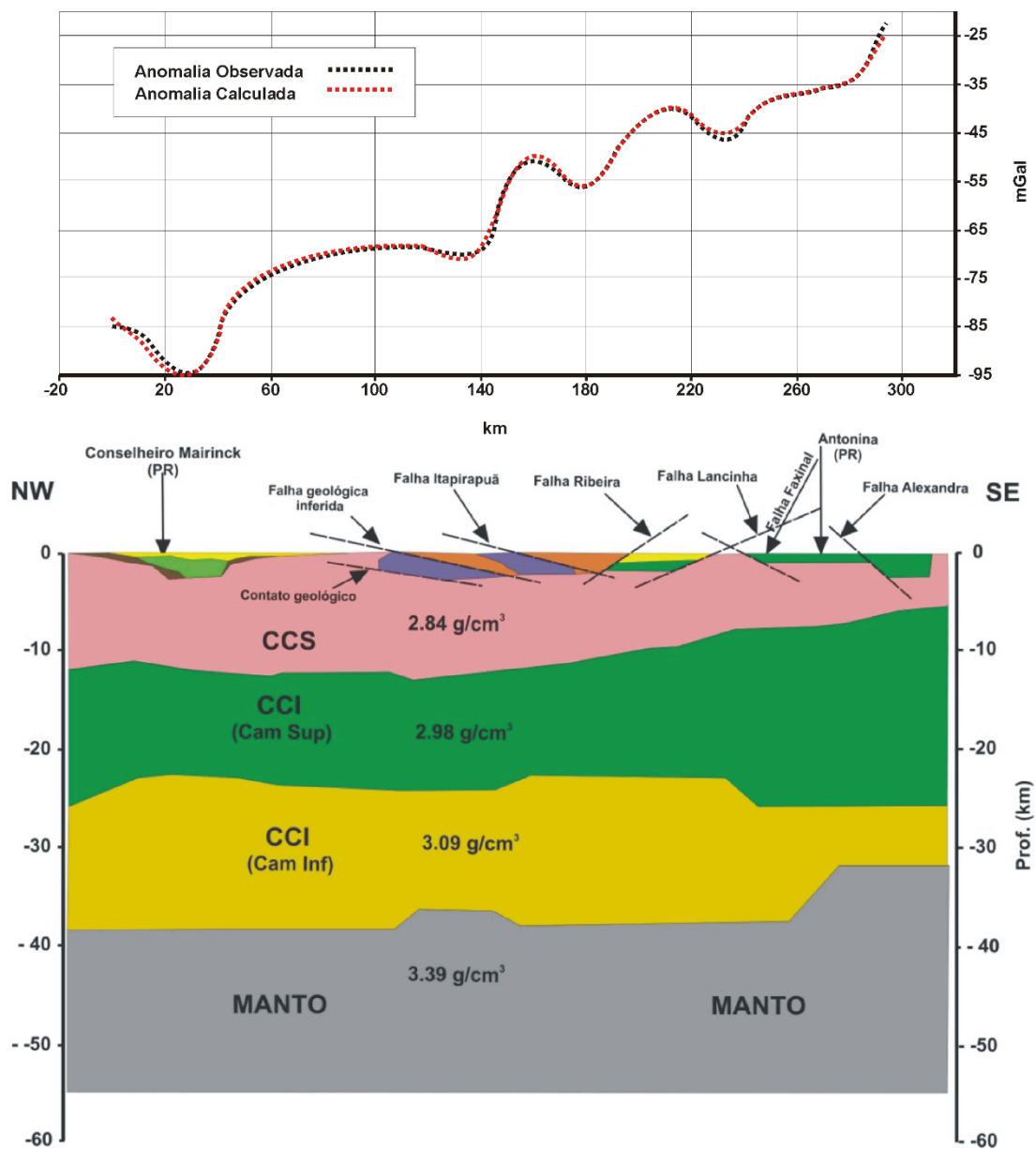


Figura 2-12: Modelo gravimétrico-geológico do Perfil B-B' (ROSALES 2004).

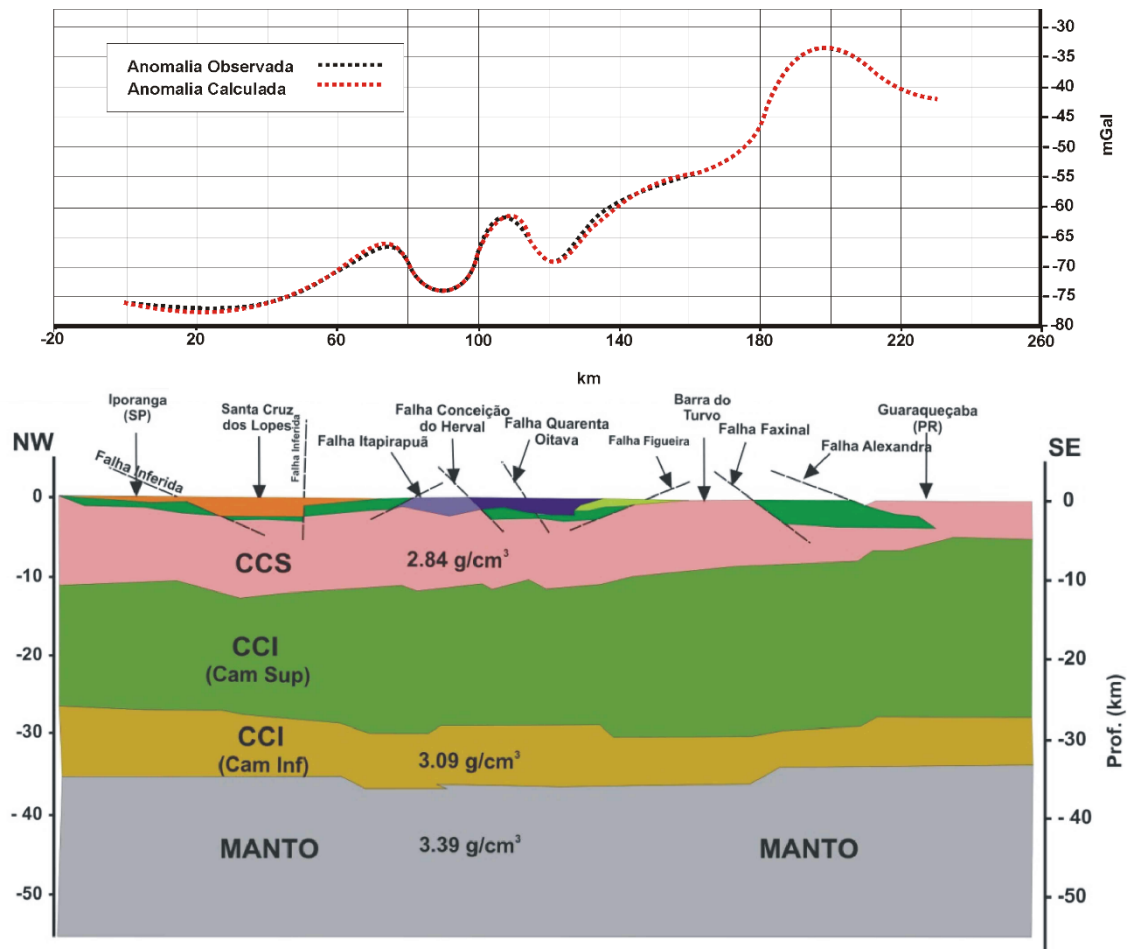


Figura 2-13: Modelo gravimétrico-geológico do Perfil C-C' (ROSALES 2004).

Com base na interpretação estrutural de mapas magnéticos, Rosales (2004) agrupou as falhas pré-cambrianas segundo duas direções preferenciais: NE-SW e N-S. No grupo NE-SW, as falhas: Alexandra, Faxinal, Lancinha, Ribeira, Agudos Grandes, Figueira, Quarenta Oitava, Conceição do Herval e Itapirapuã foram interpretadas como falhas do embasamento.

No grupo N-S o autor inseriu a Falha de Morro Agudo e estendeu esta estrutura rumo ao Norte no trecho adjacente a Bacia do Paraná, onde a continuidade não é observada em superfície.

A partir do ajuste dos modelos com a anomalia residual e da interpretação dos dados aeromagnéticos, o autor apresentou modelos gravimétrico-geológicos da CCS com profundidade máxima de 4 km, exibido na Figura 2-14, a partir dos quais traçou considerações sobre a tectônica e geologia estrutural do Terreno Apiaí.

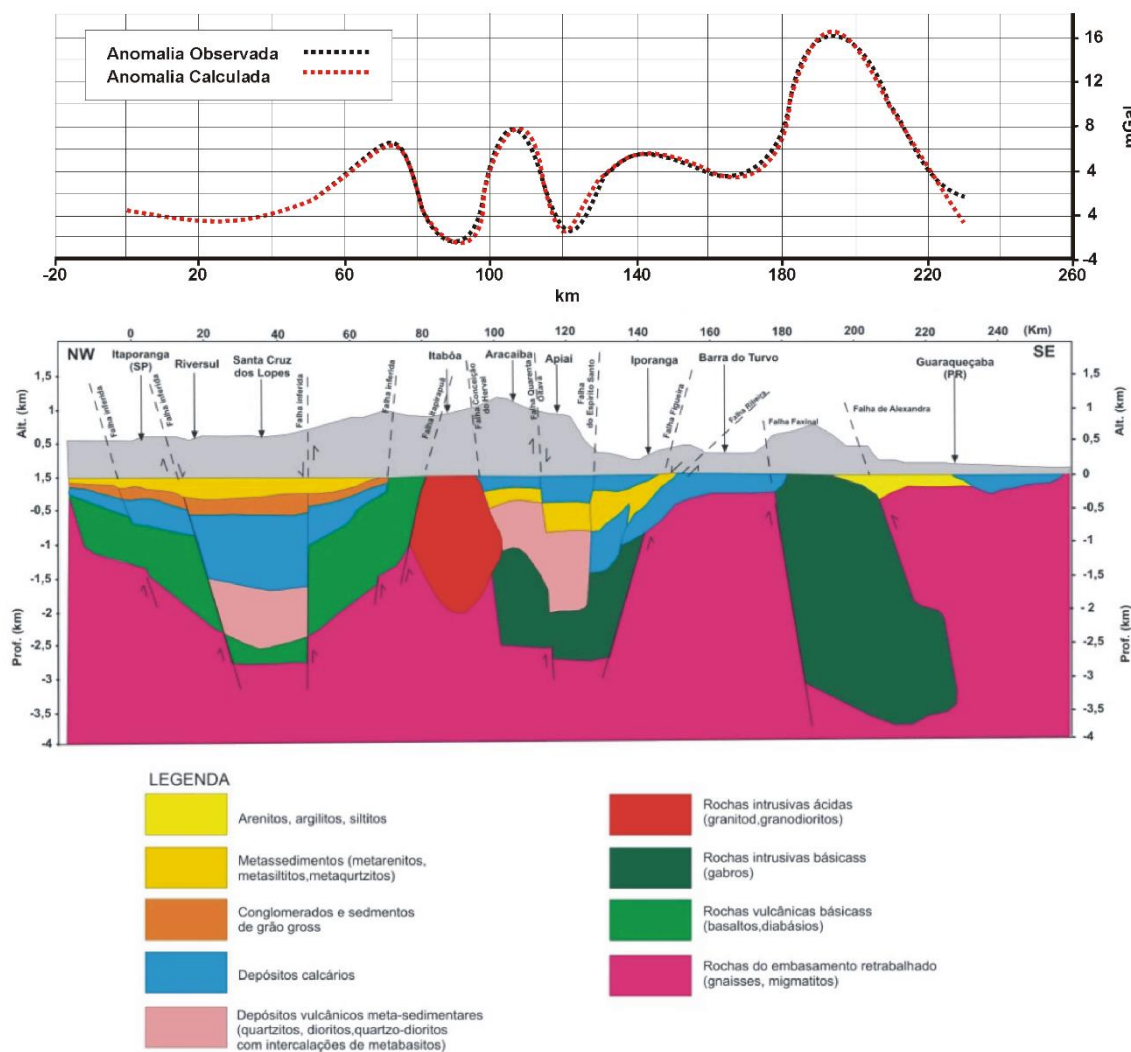


Figura 2-14: Modelo gravimétrico-geológico dos primeiros 4 km do perfil C-C' (ROSALES 2004).

A Falha Quarenta Oitava foi interpretada como uma falha profunda, indicadora de magmatismo básico-ultrabásico na região central da Faixa Apiaí, além de ser associada como contato entre as rochas do Subgrupo Lageado, Formação Água Clara.

De forma semelhante, a falha Conceição do Herval é interpretada como uma estrutura profunda, limite de separação entre o magmatismo básico referente ao Gabro de Araçáiba-Apiaí do magmatismo intermediário-ácido do complexo Três Córregos.

Rosales (2004) ainda sugere a presença de uma atividade tectono-magmática mais intensa na região compreendida entre as falhas Itapirapuã e Figueira, e isto é relacionado a uma movimentação vertical de blocos posterior aos empurrões provocados pela colisão de sudeste.

Com base na interpretação de dados gravimétricos Bouguer sobre a porção central do Arco de Ponta Grossa, Castro *et al.* (2008) apresentam um modelo da fatia crustal ocupada por esta estrutura, contemplando dados de profundidades, densidades e velocidades das ondas P de camadas crustais e do

manto superior, interpretadas por Bassini (1986), Ferreira *et al.* (1989 a, b) e Rosales (2004), (Figs. 2-15 e 2-16).

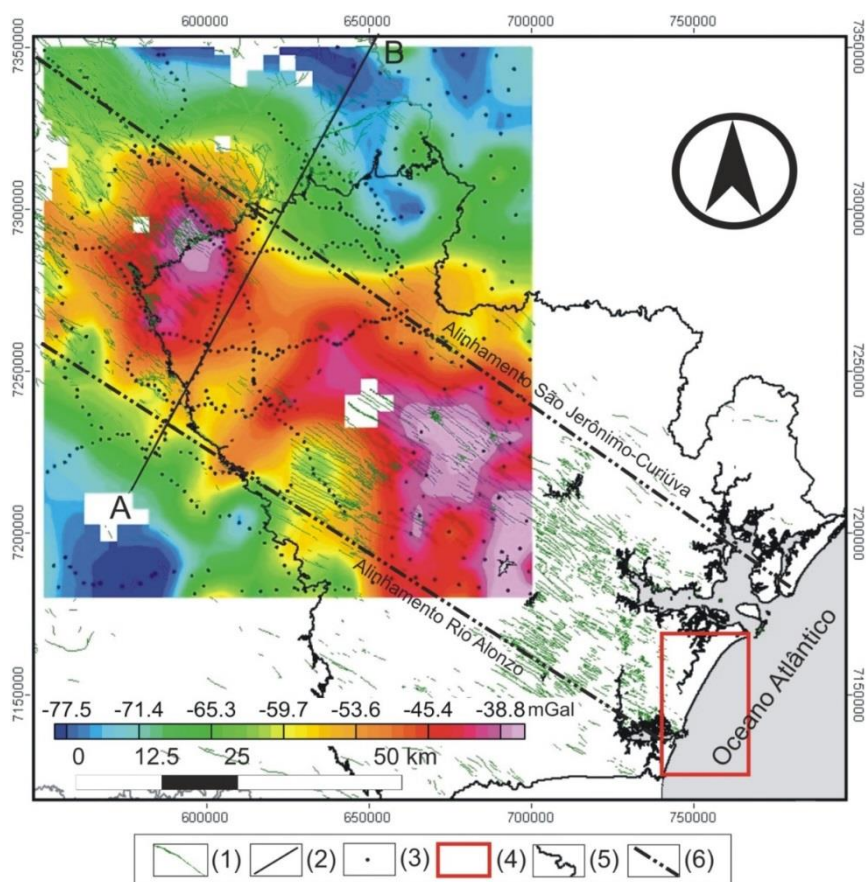


Figura 2-15: Mapa da região central do Arco de Ponta Grossa indicando o alto gravimétrico entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (FERREIRA 1982a). (1) diques; (2) perfil gravimétrico AB; (3) estações gravimétricas (IAG-USP); (4) área de estudo; (5) limite do Pré-cambriano paranaense; (6) alinhamentos estruturais-magnéticos (modificado de FERREIRA 1982a e MINEROPAR 2006) (CASTRO *et al.* 2008).

A interpretação do alto gravimétrico, em correspondência a região central do Arco de Ponta Grossa, resultou em modelo representativo de um soerguimento do manto da ordem de 4 km, correspondente a um afinamento crustal de cerca de 10%, associado a um segmento da crosta continental com grande concentração de diques (CASTRO *et al.* 2008).

Tais autores apresentaram um modelo gravimétrico-magnético integrado do Gráben de Paranaguá na porção continental do litoral paranaense, concebido por meio da modelagem/inversão simultânea dos dados gravimétricos e magnéticos. São propostas feições como o alto estrutural de Canoas e os baixos estruturais de Albatroz e Shangri-lá, além de um modelo geológico associado a reativações cenozoicas do Arco de Ponta Grossa (Fig. 2-17).

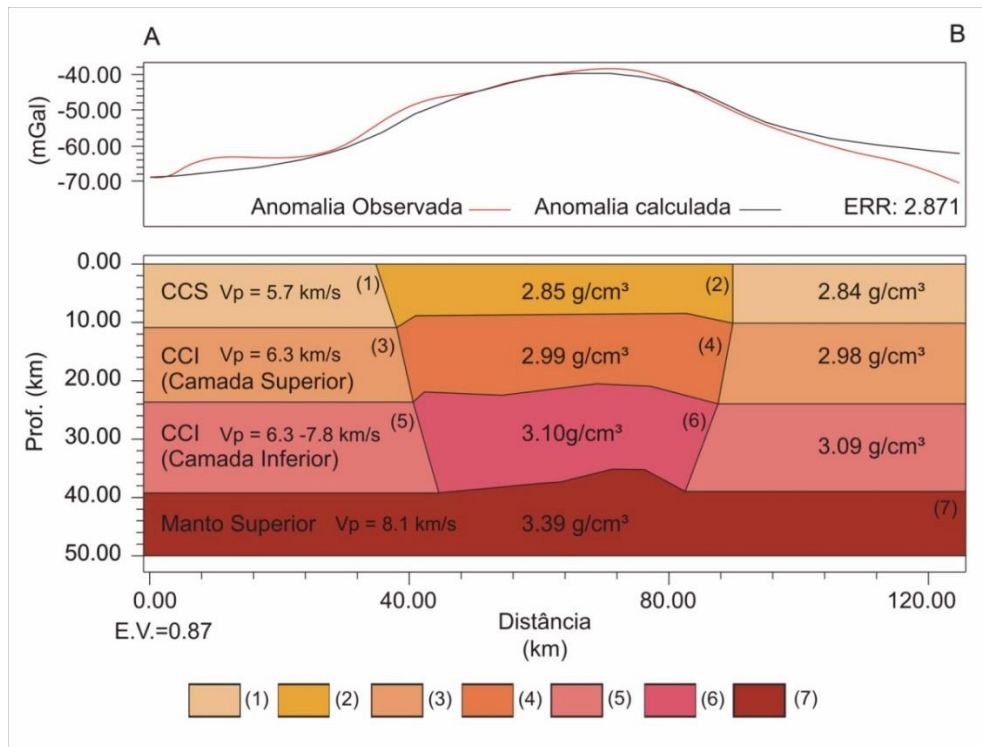


Figura 2-16: Modelo gravimétrico do perfil AB (localização na Fig. 2-17) baseado em Bassini (1986), Ferreira *et al.* (1989 a, b) e Rosales (2004). CCS – crosta continental superior; CCI – crosta continental inferior; (1) CCS sem diques; (2) CCS com diques; (3) CCI camada superior sem diques; (4) CCI camada superior com diques; (5) CCI camada inferior sem diques; (6) CCI camada inferior com diques; (7) manto superior. (CASTRO *et al.* 2008)

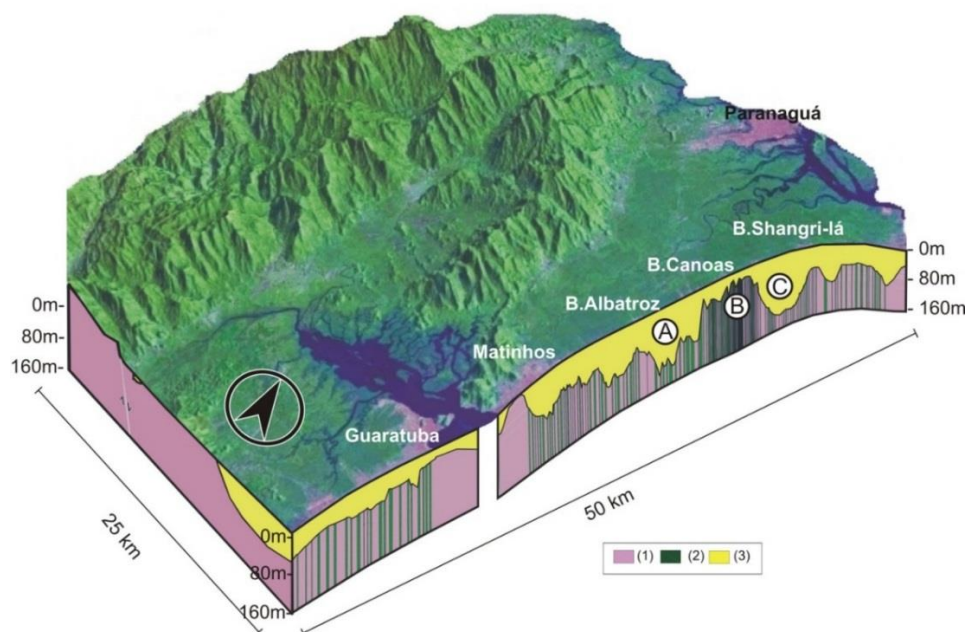


Figura 2-17: Modelo geológico do Gráben de Paranaguá na área de estudo associado ao MDE. (1) embasamento indiferenciado (lilás); (2) diques (verde); (3) sedimentos indiferenciados (amarelo); (A) Baixo Estrutural de Albatroz; (B) Alto Estrutural de Canoas; (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá. (CASTRO *et al.* 2008)

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A construção dos modelos gravimétricos-magnéticos foi realizada por meio da integração dos resultados de métodos de análise qualitativa e semiquantitativa, validados por dados geológicos de fontes diversas.

A base de dados utilizada foi composta de dados gravimétricos multifonte resultantes da integração de dados terrestres, oceânicos, dados derivados da altimetria por satélite e de modelos geopotenciais; dados aeromagnéticos e dados gravimétricos terrestres, processados no *software* Oasis Montaj™, além de mapas geológicos disponíveis na escala regional e dados de elevação de terreno SRTM, integrados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), com auxílio do *software* ArcGis™.

Sobre as bases de dados consolidadas foi iniciado o processamento e interpretação qualitativa, na qual foi realizada a interpretação sobre as anomalias geofísicas, posteriormente verificadas com base nos dados geológicos.

A sequência dos trabalhos se deu pela análise semiquantitativa, onde foram determinadas as relações entre as anomalias e as profundidades de suas fontes. Os resultados obtidos foram confrontados com os produtos da análise qualitativa e avaliados frente e à base de dados geológicos.

A análise quantitativa possibilitou a localização e a delimitação das formas das feições geológicas em subsuperfície (modelagem), o que foi balizado pelos dados geológicos com base nos resultados das etapas anteriores.

A integração final possibilitou a incorporação de ajustes aos modelos, realizados com base na contextualização tectônica, resultando na concepção dos modelos finais.

A síntese do fluxograma de trabalho é exibida na Figura 3-1.

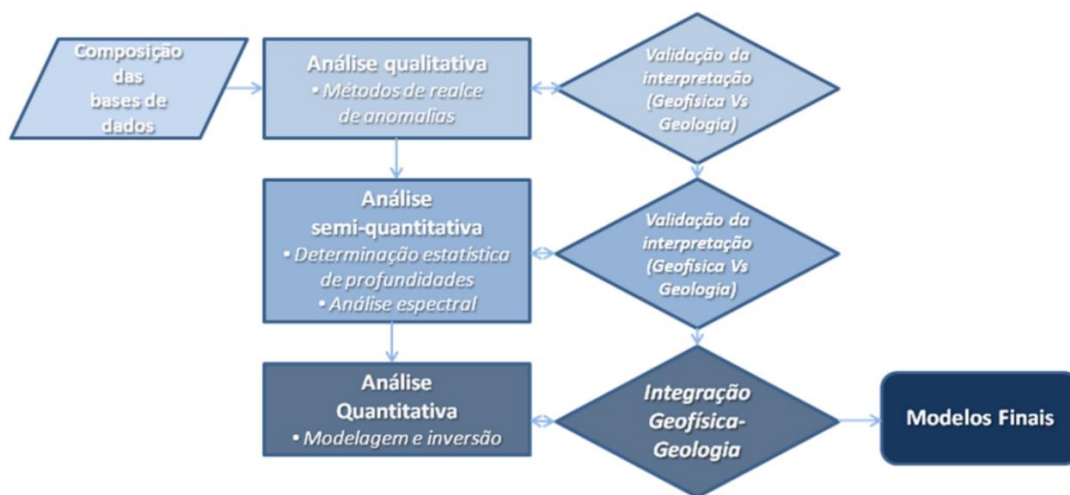


Figura 3-1: Síntese do fluxograma de trabalho.

A seguir são descritos os materiais e métodos utilizados durante para na pesquisa.

3.1 Mapas base

Para a interpretação dos resultados, foi utilizado o mapa geológico simplificado, adaptado de Siga Jr. (1995), Basei (1990) e Cury (2009), exibido na Figura 3-2. Para a correção de terreno das transectas gravimétricas foram utilizados dados do satélite SRTM/NASA (pixels de 90 metros) acessados com o auxílio da ferramenta *Seeker* do software Oasis Montaj (Figura 3-3).

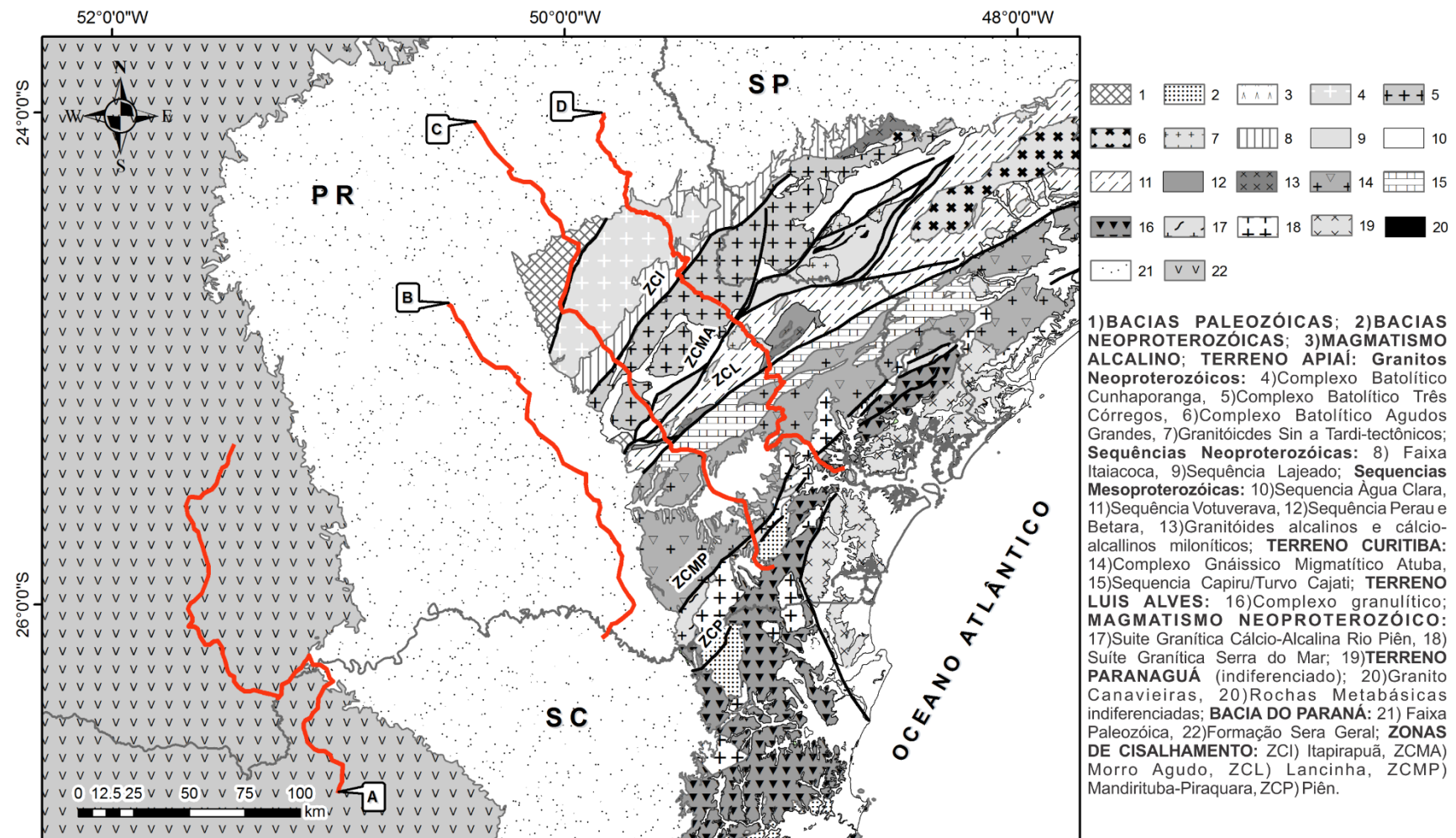


Figura 3-2: Mapa geológico simplificado da porção meridional do Cinturão Ribeira e áreas adjacentes, com indicação das transectas gravimétricas em vermelho. Adaptado de Siga Jr. (1995), Basei (1999) e Cury (2009).

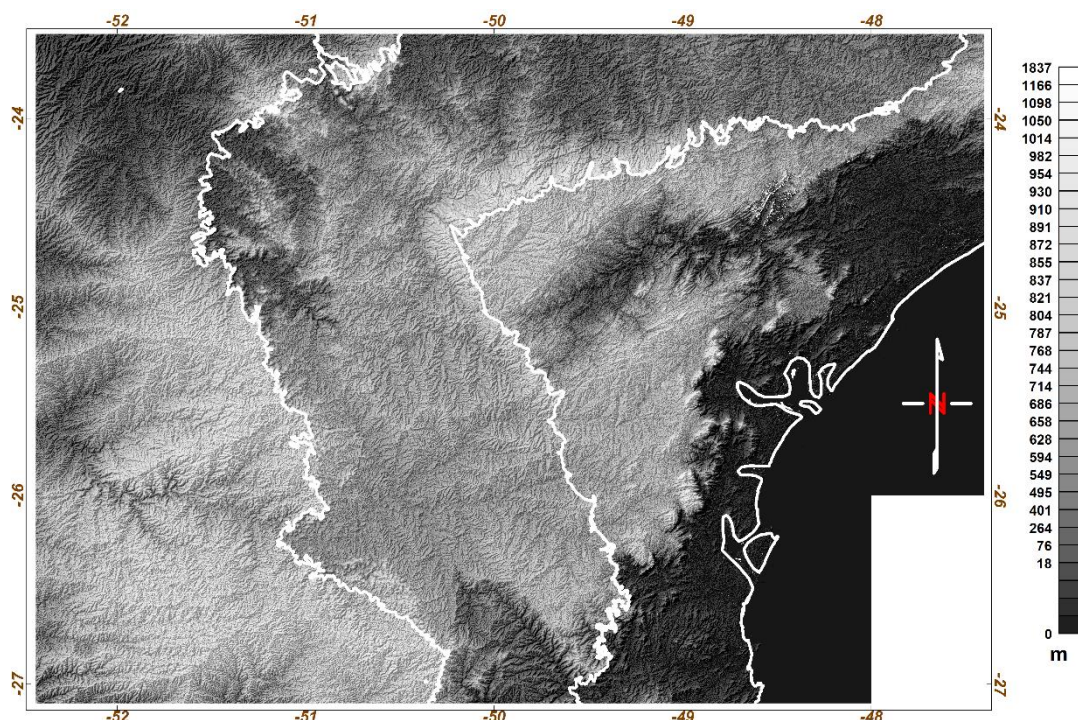


Figura 3-3: Localização da área sobre o modelo digital de elevação (SRTM/NASA) da área de estudo na porção Meridional do Cinturão Ribeira.

3.2 Dados de Poços

Como referência para a modelagem da transecta A, foram utilizados dados de poços localizados em seu entorno, cujos perfis indicassem as profundidades da Formação Serra Geral e do embasamento da bacia. Os dados foram cedidos pela ANP. Uma síntese das informações dos poços utilizados na modelagem, assim como a localização dos mesmos são apresentadas respectivamente na Tabela 3-1 e na Figura 3-4.

Tabela 3-1 – Dados de poços utilizados na modelagem da transecta A

Identificação		Poço	Prof. S. Geral (m)	Prof. Embasamento (m)	Material do embasamento
Mapa	Modelo				
1	A	1 RS 0001 PR	733	3915	-
2	B	1 PH 0001 PR	719	-	-
3	C	2 UV 0001 PR	-	2165	Rocha ígnea ácida
4	D	2 PU 0001 SC	-	2322	Rocha ígnea ácida
5	E	1 MC 0002 SC	492	2710	Rocha ígnea ácida
6	F	1 TV 0003 SC	644	-	-
7	G	1 TV 0002 SC	563	-	-
8	H	1 TV 0004 SC	574	-	-

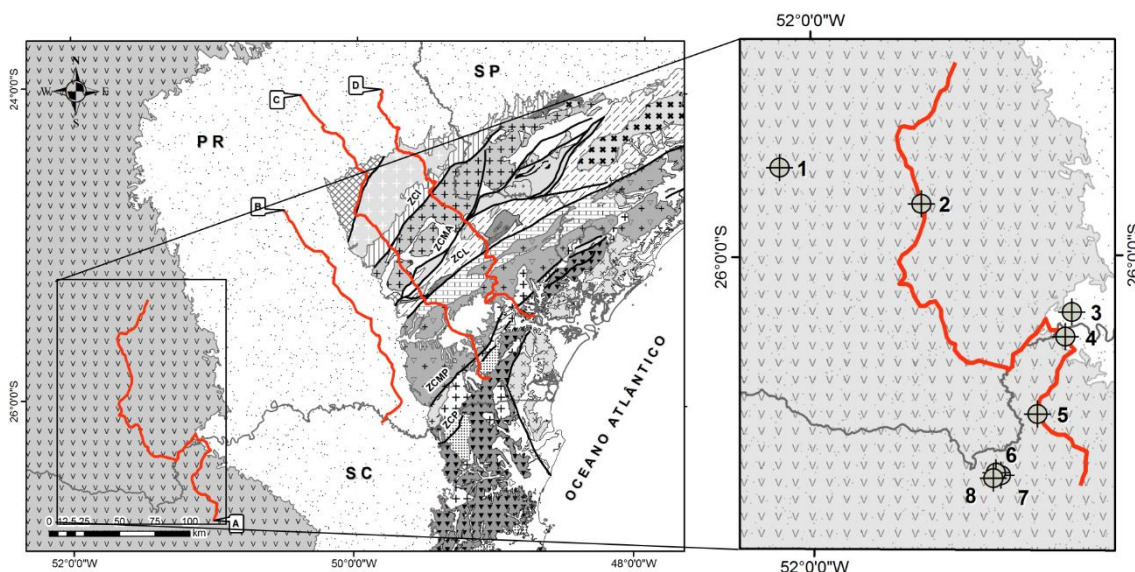


Figura 3-4: Localização dos poços utilizados na modelagem da transecta A.

3.3 Cobertura geofísica regional

Tendo em vista a abordagem multiescala, foi constituída uma base de dados geofísicos com cobertura regional, composta pela compilação de levantamentos aeromagnetométricos e dados gravimétricos multifonte para além dos limites da área de estudo. O polígono envolvente desta cobertura abrange cerca de 1.362.360 km² e é limitado pelas seguintes coordenadas: -53°43'20" e - 40° 27'03" de longitude Oeste e - 18°50'01" e - 28°13'05" de latitude Sul.

Os dados aeromagnetométricos utilizados para constituir a cobertura regional são componentes da Base de dados de projetos aerogeofísicos do Brasil da CPRM (www.cprm.gov.br). Tais dados foram reduzidos do IGRF, nivelados a uma altura de voo de 1000 m, e o conjunto final foi interpolado pelo método da curvatura mínima (BRIGGS 1974) a partir de uma célula de 1000 m.

O mapa magnético anômalo resultante pode ser observado na figura 3-5.

A base gravimétrica multifonte utilizada é proveniente de um recorte dos dados apresentados no estudo de Sá (2004) sobre a gravidade e a estrutura crustal na América do Sul. Trata-se de uma integração de dados terrestres, oceânicos, dados derivados da altimetria por satélite e de modelos geopotenciais interpolados na forma de uma malha regular, com células quadradas de 0.083 do grau, (aproximadamente 9215 m). Os dados foram gentilmente cedidos pelo IAG-USP na pessoa do Prof. Dr. Nelsi Cogo de Sá ao Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR).

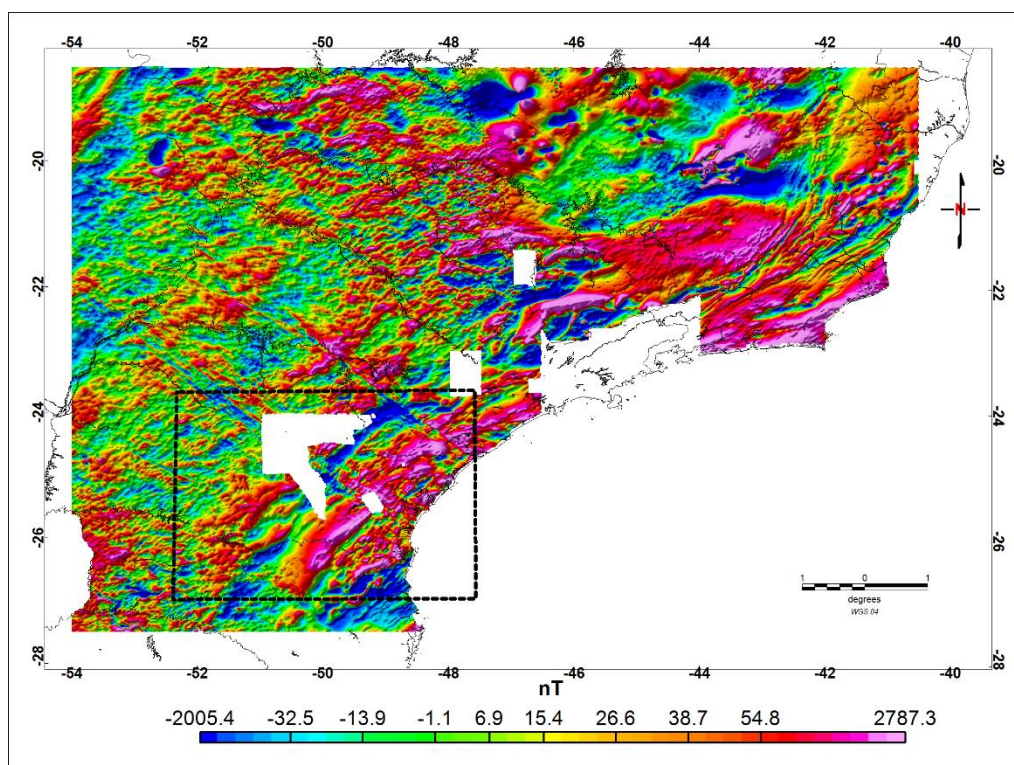


Figura 3-5: Mapa magnético anômalo (CPRM), com indicação da área de estudo (polígono preto tracejado).

O mapa de anomalias Bouguer gerado a partir destes dados é apresentado na figura 3-6.

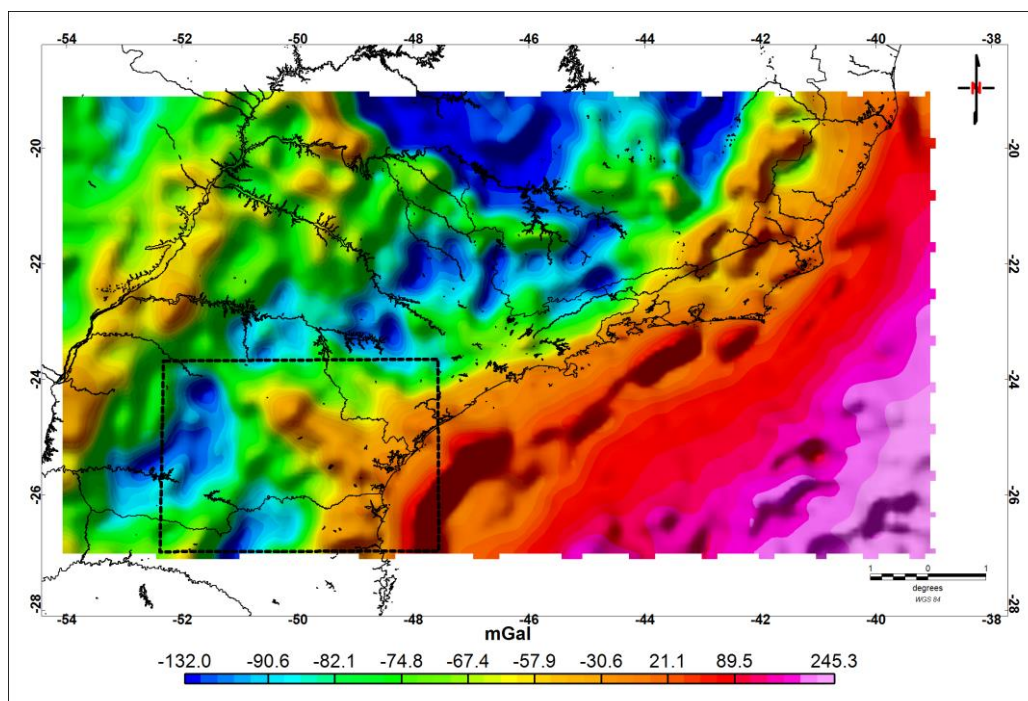


Figura 3-6: Mapa de anomalias Bouguer (dados de Sá 2004) com indicação da área de estudo (polígono preto tracejado).

3.4 Origem dos dados aeromagnetométricos

A cobertura aeromagnetométrica da área do estudo foi composta por dados de oito levantamentos oriundos da Base de dados de projetos aerogeofísicos do Brasil da CPRM (www.cprm.gov.br). Estes dados são agrupados e numerados segundo códigos de séries diferentes, de acordo com o contratante. Os levantamentos que cobrem a área de estudo estão inseridos nas três séries descritas abaixo:

Série 1000 - projetos conduzidos pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e CPRM - Serviço Geológico do Brasil;

Série 2000 - projetos conduzidos pela Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e pelas Empresas Nucleares Brasileiras S.A. (Nuclebras);

Série 4000 - projetos conduzidos pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP) e pela Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras).

As especificações dos levantamentos utilizados são apresentadas na tabela 3-1 e o mapa índice dos levantamentos é indicado na figura 3-7.

Tabela 3-2 - Especificações dos levantamentos aerogeofísicos na área do projeto.

CPRM	CONTRATANTE	PROJETO	ANO	ESPAÇAMENTO DAS LINHAS (m)	ALTURA DE VÔÔ (m)	INTERVALO DE AMOSTRAGEM (m)	LINHAS (TOTAL km)	ÁREA DO PROJETO (%)
1025	CPRM	8 - Serra do Mar Sul	1975	1000	150	60m	49.880	48.600
1039	CPRM	2 - SP-RJ Área SP	1978	1000	150	100m	52.436	58.000
2010	NUCLEBRAS	7 - Ponta Grossa - Criciúma (Área I)	1971	1000	120	120m	33.810	39.184
4009	PETROBRAS	1 - Plataforma Continental Sul	1969	5000	700	60m	52.932	219.000
4012	PETROBRAS	6 - Bacia do Paraná	1973	7000	1500	70m	20.650	116.400
4019	PETROBRAS	3 - Botucatu	1980	2000	450	100m	25.745	46.000
4023	PETROBRAS	5 - Rio Iguaçu	1980	2000	500	100m	39.600	66.486
4025	PETROBRAS	4 - Rio Ivaí	1981	2000	450	66m	25.726	48.840
TOTAL							300.779	642.510

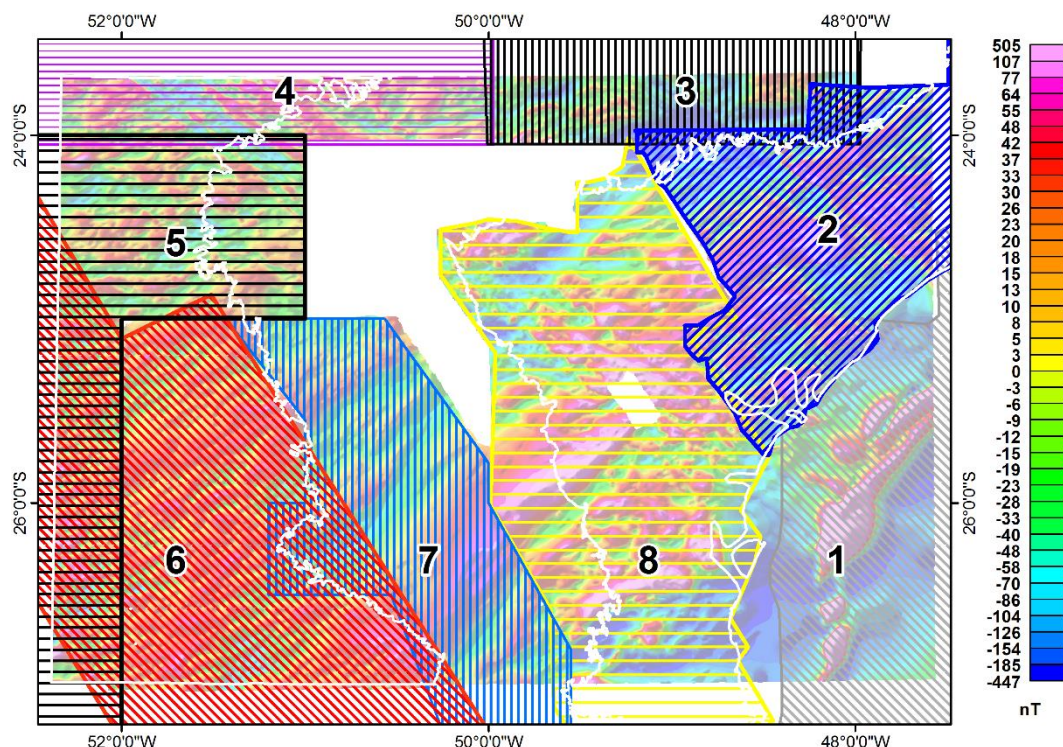


Figura 3-7: Mapa índice da cobertura aeromagnética da área de estudo. Projetos: 1 - Plataforma Continental Sul, 2 - SP-RJ, área São Paulo, 3 - Botucatu, 4 - Rio Ivaí, 5 - Rio Iguaçu, 6 - Bacia do Paraná, 7 - Ponta Grossa – Criciúma (Área I), 8 - Serra do mar Sul.

3.5 Pré-processamento

Na etapa de pré-processamento de cada conjunto de dados foi tratado individualmente, sendo inicialmente importados para o *software Oasis Montaj* e reduzidos do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) relativo à data de aquisição de cada levantamento.

Em seguida os dados foram submetidos a rotinas de micronivelamento visando à extração de sinais de alta frequência relacionados as direções das linhas de voo. Nesta etapa foi aplicada uma combinação dos filtros cosseno direcional e *butterworth* em por meio do o módulo *Magma* do *software Oasis Montaj 7.0* (GEOSOFT 2001)

A aplicação do filtro cosseno direcional separou os componentes do sinal magnético paralelas à direção das linhas de voo. Ao conjunto de dados resultante foi aplicado o filtro *butterworth*, o que permitiu distinguir o ruído direcional de alta frequência do sinal por meio de uma análise visual interativa.

Os produtos resultantes foram avaliados quanto à presença de artefatos e anomalias espúrias ao longo das linhas de voo, tendo em vista a construção de um conjunto de dados único.

3.6 Composição da base de dados magnéticos unificados

Para a construção da base aeromagnética unificada, os conjuntos de dados foram padronizados em função de seus parâmetros de aquisição. Desta forma, cada projeto foi continuado para cima à 1500 m, sendo então nivelados ao levantamento Bacia do Paraná (Tabela 3-2, Figura 3-7).

Na sequência os dados interpolados pelo método da curvatura mínima (BRIGGS 1974), com uma malha de aproximadamente 1/5 do espaçamento médio dos levantamentos envolvidos, gerando malhas regulares de 500x500 m, as quais foram integradas em uma base única.

A integração dos levantamentos foi realizada com a aplicação da rotina de sutura do módulo *Grid knitting* do software *Oasis Montaj* (GEOSOFT 2010a), na qual os conjuntos de dados são unidos por uma linha definida com base na sobreposição dos mesmos. As incompatibilidades detectadas entre os dados ao longo desta linha são ajustadas pelos valores médios dos pares correspondentes, proporcionando um ajuste suave entre as malhas.

Nesta rotina é utilizada uma abordagem multifrequência, a qual distribui as correções nos conjuntos de dados envolvidos em função do comprimento de onda das incompatibilidades encontradas ao longo da linha de sutura. Tal medida proporciona uma transição suave entre os conjuntos de dados. (GEOSOFT 2010a).

Este procedimento resultou em uma perda de resolução dos dados nas regiões mais densamente amostradas, prejudicando a interpretação de feições mais rasas, porém como o enfoque é regional, o resultado foi considerado satisfatório.

A sequência de processamento para geração do mapa do Campo magnético anômalo da área (CMA) de estudo e o mapa resultando podem ser observados, respectivamente nas figuras 3-8 e 3-9.

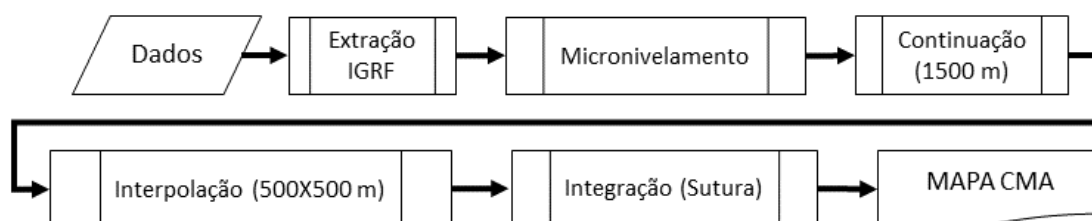


Figura 3-8: Fluxograma de processamento do mapa do campo magnético anômalo (CMA) da área de estudo.

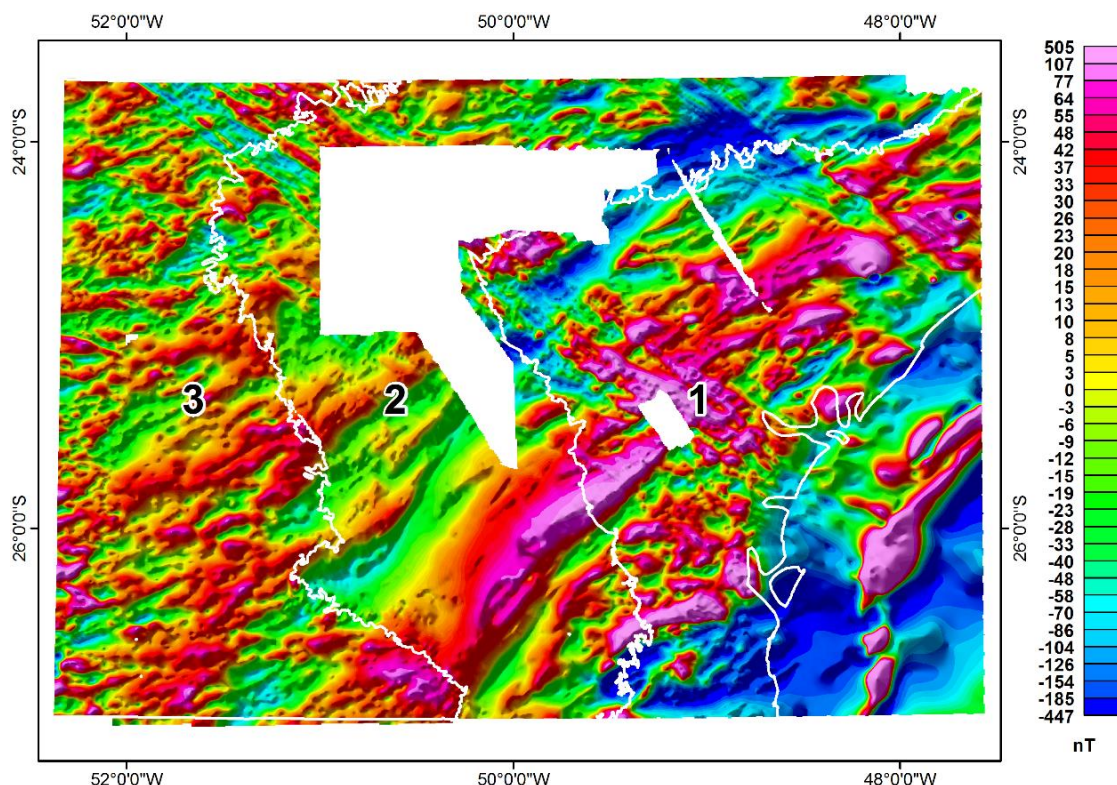


Figura 3-9: Mapa do campo magnético anômalo (CMA) continuado para cima (1500 m) da área de estudo e áreas adjacentes indicando as rochas pré-cambrianas (1), rochas paleozoicas da Bacia do Paraná (2) e rochas básicas da Formação Serra Geral (3).

3.7 Dados gravimétricos terrestres

Os dados gravimétricos terrestres utilizados foram adquiridos no âmbito do projeto “Falhas, Campos de esforços e fluxo de fluidos” e constituem quatro transectas gravimétricas regionais dispostas perpendicularmente à tendência regional predominante na área do escudo (NE), de acordo com a possibilidade de acesso, e às zonas de cisalhamento da Lancinha, Morro Agudo e Itaipapuã.

Os levantamentos foram planejados de forma a interceptar as estruturas citadas tanto nos domínios do Cinturão Ribeira, onde foram mapeadas em superfície, como em seus possíveis prolongamentos sob a Bacia do Paraná. O traçado dos levantamentos pode ser observado na figura 3-9.

As bases utilizadas para a obtenção dos valores de gravidade absolutos foram as estações gravimétricas de Guarapuava, Bituruna, Ponta Grossa, Curitiba e Jaguariaíva, integrantes da Rede Gravimétrica Científica do Estado do Paraná (SANTOS JR. 2005), dispostas na Figura 3-9.

Os equipamentos utilizados na aquisição das transectas “A”, “B” e “C”, foram um gravímetro *Autograv* CG3, fabricação *Scintrex* (Canadá), pertencente ao LPGA/UFPR, um GPS 900 *Leica* (L1/L2), cedido pelo LabTopo – Laboratório de Topografia do Departamento de Engenharia Cartográfica da UFPR e um GPS de navegação modelo *map 76CSx*, fabricação *Garmim*, disponibilizado pelo Projeto Falhas (Figs. 3-10 e 3-11).

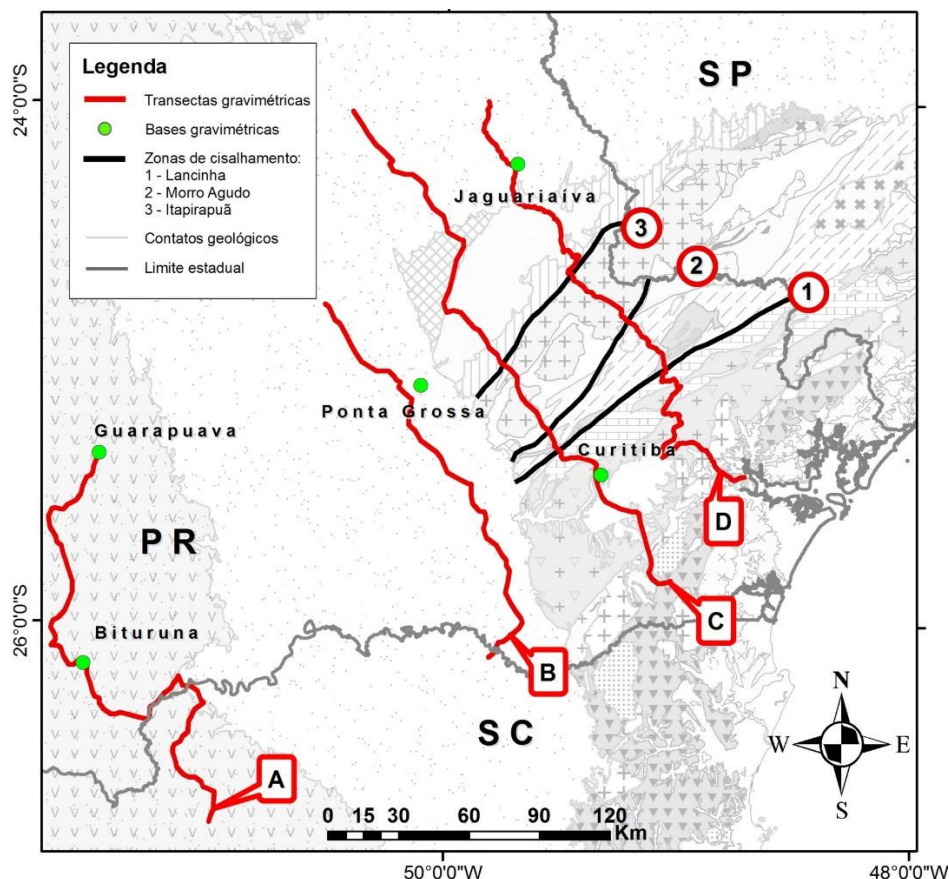


Figura 3-9: Mapa de localização das transectas indicando as bases gravimétricas utilizadas. Zonas de cisalhamento: 1, Lancinha; 2, Morro Agudo; 3, Itapirapuã.

Na transecta “D” foi utilizado o gravímetro *Autograv* CG5, fabricação *Scintrex* (Canadá), pertencente ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil, gentilmente cedido ao LPGA/UFPR.

A aquisição consistiu na medida de valores relativos de aceleração da gravidade ao longo de estradas, segundo os percursos planejados, com um espaçamento médio de 2 km entre as estações, com adensamento para 1 km no entorno das zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha.

O deslocamento foi realizado com uso de automóvel e a regularidade do espaçamento foi controlada com auxílio do GPS de navegação. A equipe de aquisição foi constituída de no mínimo dois operadores, um para o GPS diferencial e outro para o gravímetro, possibilitando a aquisição simultânea dos dados gravimétricos e de posicionamento.



Figura 3-10: Aquisição simultânea da gravimetria com o GPS diferencial. 1) detalhe do GPS 900 (L1/L2), 2) Gravímetro Scintrex CG-3.



Figura 3-11: Ilustração do GPS de navegação modelo *map 76CSx* Garmim.

3.8 Redução dos dados gravimétricos terrestres

Os dados gravimétricos podem ser influenciados pela latitude, pelo relevo, pelas marés (terrestres e lunares) e pelas variações instrumentais decorrentes durante o levantamento (*drift instrumental*). Desta forma tornam-se necessárias correções que reduzam os valores obtidos a um mesmo referencial ou ao geoide.

A precisão dos dados altimétricos é fundamental na aplicação das correções, uma vez que a altitude ortométrica é empregada no cálculo das correções Ar-Livre, de terreno, Bouguer e consequentemente na obtenção da anomalia Bouguer.

Com exceção à correção de deriva instrumental, calculada por meio de planilha eletrônica, e a correção de maré, calculada pelos equipamentos utilizados, as reduções dos dados gravimétricos (e.g. Latitude, anomalia Bouguer, anomalia Bouguer Completa, *Free air* e de terreno) foram realizadas no módulo *Gravity*, do software *Oasis Montaj v7.5*. Os procedimentos para tais reduções são descritos a seguir, em conformidade com GEOSOFT (2010b).

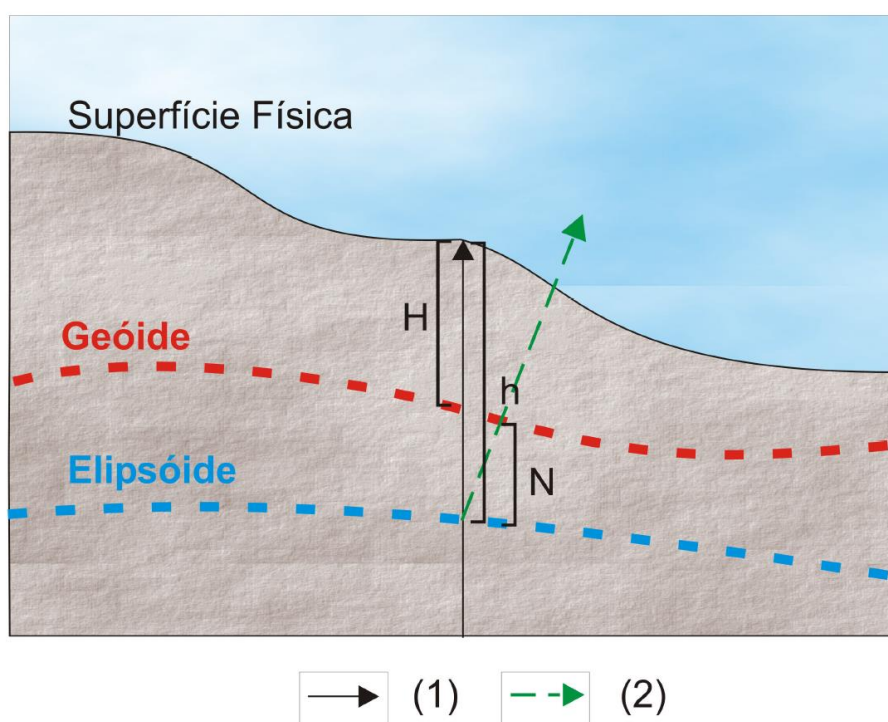


Figura 3-12: Altitude ortométrica e altitude Geométrica. (1) Normal, (2) vertical, H Altitude ortométrica, h Altitude geométrica, N ondulação geoidal (Modificado de ARANA 2005)

3.8.1 Correção de deriva instrumental

O instrumental utilizado nos levantamentos gravimétricos é composto por equipamentos de precisão, uma vez que as variações do campo gravitacional detectadas são da ordem do microgal, ou 0,001 mGal. No presente estudo a precisão nominal dos gravímetros utilizados é da ordem de 0,005 mGal no *Autograv CG3* e 0,001 no *Autograv CG5*, e variações em torno de 0,01 mGal são consideradas expressivas.

Nestes equipamentos é usual observar um incremento linear nos valores medidos tanto em campo como em repouso. Esta variação geralmente é causada pela fadiga do sistema elástico, por efeitos externos não compensados ou ainda pela soma dos dois fatores. A este incremento dá-se o nome de deriva ou *drift* instrumental.

A deriva instrumental é classificada em dois tipos. A deriva estática ocorre enquanto o equipamento está em repouso e é causada geralmente por fatores como fadiga do sistema elástico do gravímetro e grandes oscilações de temperatura e pressão. Outro tipo de variação ocorre enquanto o gravímetro está em movimento. A esta variação dá-se o nome de deriva dinâmica e é causada usualmente por choques, movimentos bruscos e pequenas variações de temperatura.

Para a correção da deriva estática é realizada uma série de leituras com o gravímetro em repouso antes do levantamento e outra ao final do mesmo. A diferença entre as médias das duas séries, em mGal e corrigidas da atração lunisolar, deve ser somada a todas as leituras do circuito. Finalizada a correção da deriva estática, inicia-se a rotina de correção da deriva dinâmica.

O procedimento para a correção da deriva dinâmica se inicia e é finalizado, com uma série de leituras numa estação base, normalmente com o valor de gravidade absoluto (g) conhecido, ligada a uma rede de referência. A diferença entre as médias das séries final e inicial em mGal, corrigidas da atração gravitacional lunisolar e da deriva estática é dividida pelo tempo de operação. Este valor é distribuído proporcionalmente pelo tempo, de forma que a medida inicial seja igual à final do levantamento.

3.8.2 Correção de Maré

A movimentação da Terra em relação ao Sol e a Lua, durante período de 24 horas causa alterações nos valores de gravidade. A magnitude destas alterações varia conforme a posição geográfica do ponto de observação e a época do ano. Geralmente a variação observada é da ordem de 0,3 mGal, o que influencia significativamente os resultados e implica numa correção destes valores.

No presente estudo esta correção foi efetuada automaticamente pelos gravímetros utilizados. Tal procedimento é efetuado após a entrada da latitude e da longitude local, juntamente com a diferença da hora local em relação a Greenwich, denominado *Greenwich Mean Time* (GMT). O cálculo é realizado pela aplicação da fórmula de Longman (1959 *In* SCINTREX 1992, 2006).

3.8.3 Correção de Latitude

A correção de latitude tem objetivo de minimizar a influência da aceleração centrífuga gerada pelo movimento de rotação da terra no cálculo da gravidade. Tal força acarreta um aumento dos valores de gravidade obtido nos polos em relação aos obtidos no Equador, o que justifica o emprego de tal correção.

Para tanto foi utilizada a fórmula de Sheriff (1967) descrita em Geosoft (2010b):

$$G_l = 978031.846 * [1 + 0.005278895 \sin^2(l) + 0.000023462 * \sin^4(l)] \quad (1)$$

onde:

G_l = gravidade teórica

l = latitude da estação

3.8.4 Correção Ar- Livre

A correção ar-livre, ou *free-air*, visa compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geoide, ou a um nível de referência, reduzindo os dados a um mesmo referencial.

A fórmula utilizada foi a seguinte:

$$G_f = G_a - G_l + 0.308596 * H_s \quad (2)$$

Onde:

G_f = anomalia free air (mGal)

G_a = gravidade absoluta

G_l = correção de latitude

H_s = elevação da estação (m)

3.8.5 Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer corrige a anomalia *free-air* para a massa de rocha existente entre a elevação e o esferoide. A fórmula utilizada contempla as espessuras e densidades da água e do gelo, no caso de levantamentos em regiões com lâmina d'água ou camadas de gelo, o que não se aplica ao presente estudo. Desta forma tem-se:

$$G_b = G_f - 0.0419088 * [\rho * H_s + (\rho_w - \rho) * H_w + (\rho_i - \rho_w) * H_i] - G_c \quad (3)$$

onde:

G_b = Anomalia Bouguer (mGal)

G_f = Anomalia Free Air

D = Densidade Bouguer da terra (g/cm³)

D_w = Densidade Bouguer da água (g/cm³)

D_i = Densidade Bouguer do gelo (g/cm³)

H_s = Elevação da estação (m)

H_w = Profundidade da água incluindo gelo (g/cm³)

H_i = Espessura do gelo em (m)

G_c = Correção de curvatura (Bullard B)

H_g = Elevação do terreno na estação (m)

A Correção de curvatura (Bullard B) é calculada pela fórmula de La Fehr (1991), a qual converte a geometria da Correção Bouguer de uma fatia infinita

para uma “capa esférica”, onde a espessura é a elevação da estação e a qual o raio a partir da estação é 166.735 km (GEOSOFT 2010b).

3.8.6 Correção de Terreno

A correção de terreno visa eliminar o efeito da topografia nas vizinhanças da estação medida. Tal procedimento considera pontos com cotas mais elevadas que as da estação, assim como subtrai as massas adicionadas aos baixos topográficos, compensando desta forma os efeitos residuais da correção Bouguer.

O método comumente empregado é o dos cilindros concêntricos, no qual seu centro é posicionado em cada estação, considerando-se a altura igual à diferença entre a cota média de cada setor. Em seguida calcula-se a atração gravitacional que cada sólido exerce no ponto de medida e a somatória resulta no valor da correção.

O software utilizado faz uso de modelos digitais de elevação (MDE) com áreas de cobertura e amostragem diferentes, gerados com base em dados SRTM e dados altimétricos levantados durante o levantamento. Para calcular as correções, estes dados são amostrados para uma malha centrada na estação a ser calculada. A correção é calculada com base nas contribuições da zona próxima (anel de uma célula de raio a partir da estação), zona intermédia (anel de 2 a 16 células de raio) e zona distante (para além de 16 células de raio) (GEOSOFT 2010b).

Na zona próxima, o algoritmo resume os efeitos de quatro secções inclinadas triangulares que descrevem uma superfície entre a estação de gravidade e a elevação em cada canto diagonal. Na zona intermédia, o efeito do terreno é calculado para cada ponto, usando a abordagem de prisma quadrado de topo plano de Nagy (1966). Na zona de distante, (maior do que 16 células), o efeito do terreno é derivado com base na aproximação do segmento anular de um anel para um prisma quadrado, como descrito por Kane (1962). (GEOSOFT 2010b).

As equações utilizadas e os sólidos geométricos utilizados no cálculo são representados a seguir nas figuras 3-13 a 3-15.

$$g = GD\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (4)$$

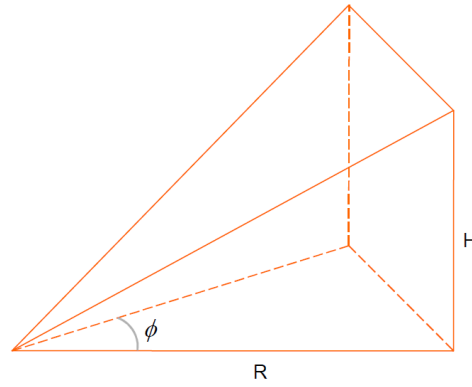


Figura 3-13: Seção inclinada triangular utilizada no cálculo da correção de terreno na zona próxima.(Fonte: GEOSOF 2010b)

$$g = -GD \left| \begin{matrix} z_2 & y_2 & x_2 \\ z_1 & y_1 & x_1 \end{matrix} \right| x \bullet \ln(y + R) + y \bullet \ln(x + R) + Z \arctan \frac{Z \bullet R}{x \bullet y} \quad (5)$$

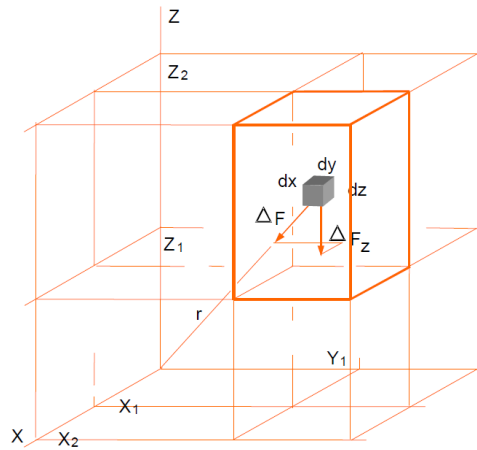


Figura 3-14: Prisma quadrado de topo plano utilizado no cálculo da correção de terreno na zona intermediária. (Fonte: GEOSOF 2010b)

$$g = 2GDA^2 \frac{(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (6)$$

Onde

g = atração gravimétrica

G = constante gravitacional

D = densidade

A = comprimento horizontal do prisma

R_1 = raio do círculo interior do anel

R_2 = raio do círculo externo do anel

H = altura do anel ou do prisma

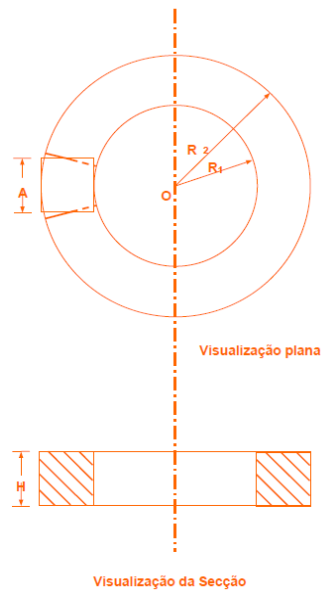


Figura 3-15: Segmento anular de um anel para um prisma quadrado, utilizado no cálculo da correção de terreno na zona intermediária. (Fonte: GEOSOF 2010b)

3.8.7 Anomalia Bouguer Completa

A anomalia Bouguer completa corrige a anomalia Bouguer de irregularidades da Terra devido ao terreno na vizinhança do ponto de observação. É calculada pela equação

$$G_{cba} = G_{ba} + G_{tc} \quad (7)$$

Onde:

G_{cba} = anomalia Bouguer completa (mGal)

G_{ba} = Anomalia Bouguer

G_{tc} = Correção de terreno (mGal)

Um fluxograma apresentando a sequência de correções gravimétricas utilizadas é exibido na Figura 3-16.



Figura 3-16: Fluxograma da sequência de correções gravimétricas.

3.9 Processamento qualitativo - Principais métodos de realce de anomalias

Neste capítulo são apresentadas as principais técnicas de processamento qualitativo adotadas no presente estudo, visando o realce das anomalias gravimétricas e magnéticas. As equações correspondentes a cada método utilizado estão representadas na figura 3-17.

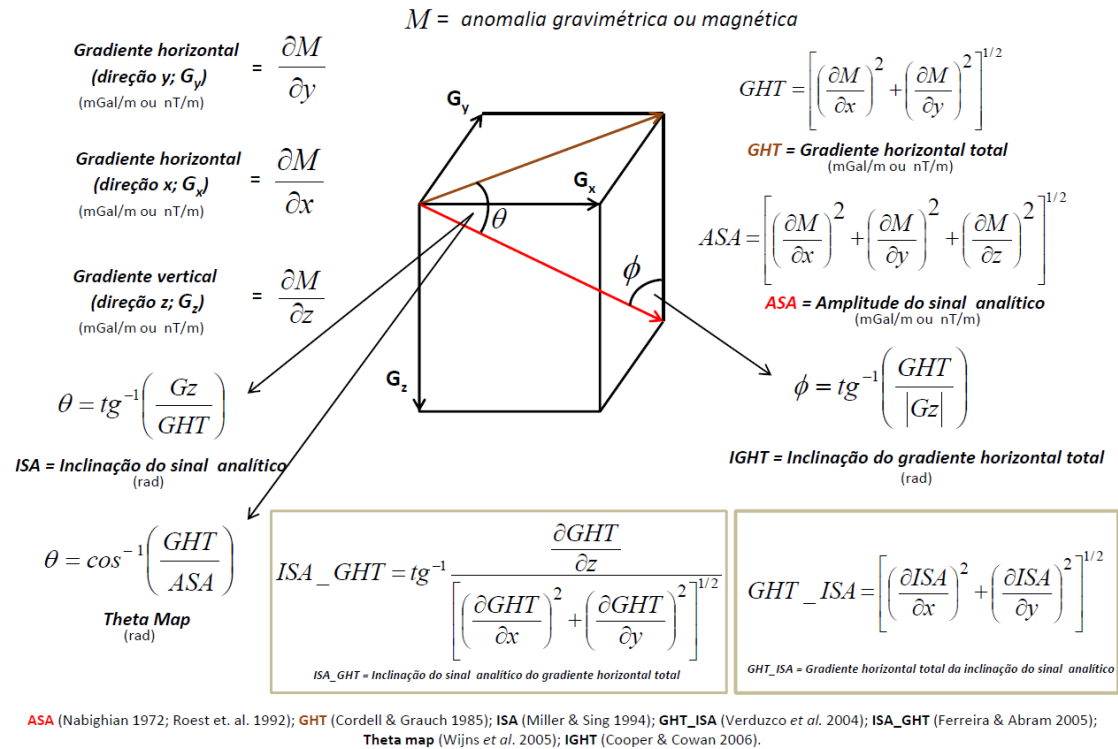


Figura 3-17: Principais métodos de realce de anomalias magnéticas e gravimétricas.

3.9.1 Redução ao polo

A redução ao polo (RTP) é uma técnica de processamento que recalcula os dados do campo magnético total como se o campo magnético induzido (TMI) atuasse com uma inclinação de 90° e declinação igual a zero (Figura 3-18).

A RTP transforma anomalias magnéticas dipolares em anomalias monopolares centralizadas sobre seus corpos causativos, as quais podem simplificar a interpretação dos dados. A RTP faz a simples associação de que as rochas na área de pesquisa são todas magnetizadas paralelas ao campo magnético da Terra, ou seja, no polo.

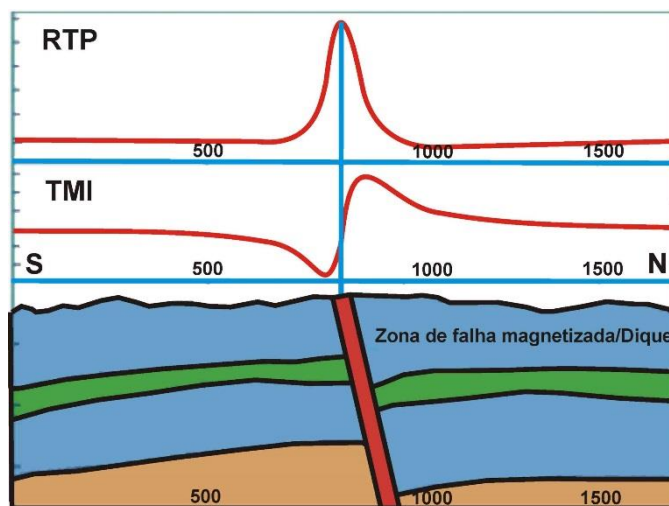


Figura 3-18: Efeito da RTP em uma anomalia TMI a partir de uma zona de falha magnetizada. Fonte: The University of Oklahoma

O filtro RTP tem a propriedade de situar às anomalias sobre as fontes magnéticas que as causam, independente da sua latitude, e consequentemente da inclinação e declinação magnética no local.

O objetivo do filtro é eliminar o caráter dipolar das anomalias (pares positivos e negativos) de forma que o resultado seja equivalente ao sinal registrado no polo magnético, pois a diferentes latitudes e declinações magnéticas a forma das anomalias muda (SPECTOR & GRANT 1970).

Este filtro é aplicado no domínio da frequência/número de onda e migra o campo observado da inclinação e da declinação magnéticas locais, para que o campo pareça tal como no polo magnético. Este fato auxilia na interpretação, de forma que qualquer assimetria do campo reduzido ao polo pode ser atribuída à geometria da fonte e/ou às suas propriedades magnéticas.

Uma limitação do filtro é que ele pode introduzir no resultado final ruídos em zonas de baixas latitudes magnéticas e altas frequências e na direção da inclinação e declinação do campo local.

Cabe ressaltar que a presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados, em qualquer caso (BLUM 1999).

3.9.2 Continuações ascendentes

O procedimento de continuação ascendente simula a aquisição dos dados do campo magnético e gravimétrico a altitudes maiores do que a original, simulando o afastamento das fontes, removendo ou minimizando os sinais de fontes rasas de alta frequência.

A continuação ascendente é considerada um filtro de “limpeza”, por não produzir quase nenhum efeito de borda. É utilizado frequentemente para remover ou minimizar sinais de fontes rasas e ruídos. Efetivamente, corresponde a uma suavização e é bastante empregado para comparar dados magnéticos e gravimétricos tomados a diferentes altitudes.

Gunn (1975) propôs uma representação espectral geral para campos potenciais, cuja expressão é:

$$Mf(u,v,o) = 2\pi D_1(u,v). D_2(u,v). I(u,v). m_s(u,v,h). H(u,v,h) \quad (8)$$

onde:

2π = fator escalar;

D_1 = fator para a direção da magnetização;

D_2 = fator para a direção de medida;

m_s = equivalente ao fator de estrato (incorpora a forma da fonte de anomalias);

I = fator de distinção entre campos magnéticos e gravimétricos e,

$H = e^{-h(u^2 + v^2)^{1/2}}$ é um fator da profundidade.

O importante nesta equação é que, no domínio da frequência, a intensidade magnética é definida por simples multiplicações dos fatores relacionados à profundidade das fontes, formato dos corpos, direção da magnetização e latitude magnética. Por exemplo, a multiplicação do espectro de um campo por um fator $H = e^{-h(u^2 + v^2)^{1/2}}$ transforma-o em um espectro de um campo medido a uma distância h acima do plano de observação original.

Através da transformada inversa de Fourier, os dados no domínio do número de onda retornam ao domínio do espaço, possibilitando a verificação dos resultados obtidos.

3.9.3 Gradiente vertical (Gz) – Evjen (1936)

A primeira derivada vertical ou gradiente vertical é fisicamente equivalente à medição simultânea do campo magnético ou gravimétrico em dois pontos dispostos verticalmente e separados por uma distância qualquer. O resultado é obtido pela diferença das medidas nos mencionados pontos, dividido pela separação entre eles. Portanto, tal filtro realça as altas frequências, em detrimento das baixas, eliminando os efeitos regionais, de longos comprimentos de onda, derivados de fontes profundas. Unidades: nT/m ou mGal/m.

3.9.4 Gradientes horizontais (Gx; Gy) – Cordell & Grauch (1985)

Estes filtros possuem funções semelhantes ao anterior, sendo, entretanto, aplicados nas direções horizontais x e y . Unidades: nT/m ou mGal/m.

3.9.5 Gradiente horizontal total (GHT) – Cordell & Grauch (1985)

O cálculo das derivadas horizontais do campo magnético ou gravimétrico permite uma análise da geometria da superfície da malha regular, indicando mudanças abruptas no declive destes campos potenciais, que podem ser ocasionadas por um salto no valor médio ou pela presença de um pico nos dados. São baseados nos resultados da declividade (primeira derivada) ou na taxa da mudança do gradiente (segunda derivada).

O GHT permite, através da malha resultante, identificar mudanças abruptas em tais campos, obtendo-se bons resultados na cartografia geológica. O gradiente horizontal total de primeira ordem é o vetor resultante das combinações das primeiras derivadas horizontais nas direções x e y dado pela equação a seguir:

$$GHT(x,y) = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \text{ Unidade} = nT/m; mGal/m. \quad (9)$$

onde: $\partial M/\partial x$ e $\partial M/\partial y$ correspondem às derivadas horizontais da anomalia M do campo magnético ou gravimétrico.

Este processo envolve uma transformação de fase e um realce das altas frequências. A transformação de fase ressalta os picos das anomalias, localizados aproximadamente sobre as bordas de corpos espessos, e o realce da alta frequência proporciona um estreitamento destes picos para aumentar a definição das bordas dos corpos (MILLIGAN & GUNN 1997).

O gradiente horizontal total, em geral, é utilizado para realçar os limites dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias, além de funcionar como um método de separação regional-residual. O detalhamento das estruturas é maior quando se aplicam derivadas de ordens superiores, porém são realçados também os ruídos.

3.9.6 Amplitude do sinal analítico (ASA) - Nabighian (1972), Roest et al. (1992)

A amplitude do sinal analítico (ASA) é uma função relacionada às derivadas nas direções x, y e z do campo magnético ou gravimétrico. Embora não seja um parâmetro medido, a ASA é extensivamente aplicada na interpretação magnética e gravimétrica, pois foi até recentemente considerada como completamente independente da direção de magnetização e da direção do campo da Terra (e.g. GUNN & MILLIGAN 1997).

Segundo Gunn (1997), os picos da ASA são simétricos e ocorrem diretamente sobre as bordas de corpos largos e diretamente sobre o centro de corpos estreitos. Ainda, as meias-larguras destes picos podem ser relacionadas com a profundidade de contatos magnéticos e gravimétricos verticais. Entretanto, Li (2006) mostrou que a ASA não é completamente independente da magnetização.

A amplitude do sinal analítico corresponde a uma ampla gama de métodos automáticos ou semiautomáticos, baseado no uso de gradientes (derivadas) verticais e horizontais de anomalias de campos potenciais.

Para estruturas 2-D, o método assume que a fonte apresenta magnetização uniforme e pode ser representada por seções transversais de polígonos, onde estas estruturas podem também significar a superposição de um número finito de contatos magnéticos ou gravimétricos.

A função amplitude do sinal analítico, ou seu valor absoluto pode ser expressa por um vetor adição de duas componentes reais nas direções x e y e uma componente imaginária na direção z, conforme a equação:

$$ASA(x,y) = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \text{ Unidade} = nT/m, \quad (10)$$

onde M é a anomalia do campo potencial, $\partial M / \partial z$ é a primeira derivada vertical, $\partial M / \partial x$ e $\partial M / \partial y$ são as primeiras derivadas horizontais nas direções x e y , respectivamente.

A amplitude do sinal analítico é uma função simétrica em formato de sino (*bell shaped*), com seu máximo situado exatamente sobre o topo de cada contato e sua largura relacionada diretamente com a profundidade do corpo. Como isto é verdade para qualquer ordem de derivadas do sinal (NABIGHIAN 1974), estas propriedades podem ser utilizadas para localizar os contatos magnéticos e gravimétricos e suas profundidades. Tais características invariáveis são vantajosas na interpretação magnética e gravimétrica, especialmente quando a contribuição da magnetização induzida ou remanescente não pode ser distinguida (ROEST *et al.* 1992; HSU *et al.* 1996).

Com o processamento da amplitude do sinal analítico, ao invés da amplitude do sinal original, obtém-se uma separação mais eficiente das anomalias causadas por estruturas que estejam muito próximas entre si (DEBGLIA & CORPEL 1997). As amplitudes de enésima ordem de derivação podem ser expressas igualmente em termos da derivada vertical ou das horizontais.

Agarwal & Shaw (1996) e Salem *et al.* (2002) já haviam demonstrado que a forma da amplitude do sinal analítico sobre fontes dipolares são dependentes da direção de magnetização. Haney *et al.* (2003), do mesmo modo, mostraram para casos 3D em geral, que a amplitude do sinal analítico não é a mesma em todas as direções, como sugerido por Roest *et al.* (1992). Como resultado, a amplitude do sinal analítico 3D não é independente da inclinação e da declinação da magnetização dos corpos nem da intensidade do campo magnético da Terra, como já referido.

3.9.7 Inclinação do sinal analítico (ISA) – Miller & Singh (1994)

A inclinação (fase) do sinal analítico de ordem zero é definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginário e real do sinal analítico de mesma ordem, representando o quociente da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal total e pode ser expressa por:

$$ISA = \tan^{-1} \left(\frac{\partial M / \partial z}{\left[\left(\partial M / \partial x \right)^2 + \left(\partial M / \partial y \right)^2 \right]^{1/2}} \right) \text{ Unidade = radiano (rad); } \quad (11)$$

Este filtro pode ser utilizado para detectar fontes de anomalias de campos potenciais e para prover informações sobre suas extensões horizontais. A inclinação pode ser facilmente determinada a partir das duas derivadas horizontais e da derivada vertical. Ele tem a propriedade de ser positivo acima da fonte, cruzar o zero próximo das bordas e ser negativo fora da fonte.

A inclinação do sinal analítico encerra um atributo adicional, único dentre os vários métodos detectores de bordas, de responder igualmente bem para fontes rasas e profundas. Por esta razão é capaz de detectar a presença de fontes sutis profundas, as quais são frequentemente mascaradas pela profusão

das respostas das fontes mais rasas, sobretudo em áreas fortemente magnetizadas.

Thurston & Smith (1997) demonstraram, a partir da teoria proposta por Nabighian (1984), que a fase do sinal analítico permite realizar estimativas sobre o mergulho e o contraste de susceptibilidade magnética das fontes causadoras de anomalias.

A aplicação da fase do sinal analítico é bastante útil, uma vez que sua amplitude pode sofrer alterações no interior de uma mesma estrutura, porém sua fase permanece constante. A comparação entre a amplitude e a fase do sinal analítico torna mais segura a interpretação de continuidade das estruturas. A interpretação isolada da fase do sinal analítico encerra muita ambiguidade, uma vez que o processamento não distingue os sinais derivados das estruturas geológicas dos ruídos, resultando em uma série de artefatos espúrios dispersos no contexto das anomalias reais.

3.9.8 Gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT_ISA) – Verduzco *et al.* (2004)

A aplicação do gradiente horizontal total aos dados da inclinação (fase) do sinal analítico realça feições não claramente identificadas pelos métodos anteriores. Uma das vantagens do método, segundo os autores, é que o gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico é independente da direção de magnetização, e que os resultados denotam uma melhor resolução da função no centro e sobre os limites dos corpos. Outra vantagem desse processo é ser independente da amplitude das anomalias.

De acordo com Verduzco *et al.* (2004), a combinação da inclinação do sinal analítico e suas derivadas horizontais é altamente recomendada para mapear estruturas rasas do embasamento e alvos de exploração mineral. Sua expressão é indicada a seguir:

$$GHT_ISA = \left[\left(\frac{\partial ISA}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial ISA}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \text{ Unidade} = \text{radiano (rad)/m}; \quad (12)$$

3.9.9 Theta map – Winjs *et al.* (2005)

Este método é uma ferramenta simples e efetiva para delinear contatos magnéticos e gravimétricos, posicionando as anomalias diretamente sobre suas fontes. É uma técnica resultante do quociente entre o gradiente horizontal total e a amplitude do sinal analítico, a qual intensifica os contatos magnéticos e gravimétricos de corpos 2-D. Tal método é igualmente válido para dados que tenham sido reduzidos ao polo ou ao equador, mais foi desenvolvido para baixas latitudes magnéticas, regiões nas quais o filtro de redução ao polo envolve instabilidade.

O *Theta map* é decorrente da normalização do gradiente horizontal total pela amplitude do sinal analítico, a qual introduz um controle efetivo de ganho, que apesar de perder informação das amplitudes originais das anomalias, realça as baixas amplitudes e facilita a interpretação.

$$\theta = \arccos (GHT/ASA). \text{ Unidade} = \text{radianos}. \quad (13)$$

3.9.10 Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA_GHT) - Ferreira *et al.* (2010, 2013)

A aplicação da inclinação (fase) do sinal analítico aos dados derivados do gradiente horizontal total é recomendada para mapear estruturas e alvos de exploração mineral, realçando feições não claramente identificadas pelos métodos anteriores. Uma das vantagens do método, segundo Ferreira *et al.* (2010, 2013), é que ISA_GHT denota melhor resolução dos limites dos corpos, uma vez que a ISA equaliza as amplitudes do GHT. Portanto, tal método realça simultaneamente bem as respostas de corpos posicionados em profundidades distintas.

$$ISA_GHT = \arctan -1 \frac{\frac{\partial GHT}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial GHT}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial GHT}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \text{Unidade} = \text{radianos (rad)}. \quad (14)$$

3.9.11 Inclinação do gradiente horizontal total (IGHT) - Cooper & Cowan (2006)

A IGHT pode ser considerada uma versão normalizada do GHT pelo gradiente vertical (Gz). Ela também denota igual desempenho para fontes rasas e profundas, como o *Theta map*, os quais são complementares. Este filtro é utilizado para delimitar as bordas dos corpos magnéticos. O IGHT é definido pela equação abaixo:

$$\theta = \arctan -1 \left(\frac{GHT}{|Gz|} \right) \text{Unidade} = \text{radianos (rad)}. \quad (15)$$

3.10 Processamento Semiquantitativo

3.10.1 Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler constitui um método aplicado para a determinação de profundidade de fontes de anomalias gravimétricas e magnéticas, com o qual é realizada uma varredura dos dados residuais e, por meio de janelas móveis, são selecionadas anomalias para as quais é estimada a profundidade de suas fontes causativas.

O método calcula as soluções com base na inversão da equação da homogeneidade de Euler (GEOSOF 2010c), a qual relaciona as derivadas horizontais e verticais do campo com a localização das fontes, utilizando para tanto o grau de homogeneidade (η), interpretado como um índice estrutural (THOMPSON 1982).

O índice estrutural é definido pela medida da variação da intensidade do campo potencial em relação à distância entre a fonte e o detector, para uma determinada geometria do modelo.

A equação de Euler é resolvida pelo método dos mínimos quadrados, em cada ponto da malha, dentro de uma janela espacial pré-estabelecida que se move sobre as colunas da malha. As soluções são obtidas para um determinado índice estrutural (η) e é considerada válida quando a profundidade calculada for menor que a tolerância especificada e se a localização da fonte estiver a uma distância limite pré-determinada do centro da janela.

A equação de Euler para dados de campos potenciais, pode ser formulada da seguinte forma:

$$(x - x_0) dT/dx + (y - y_0) dT/dy + (z - z_0) dT/dz = \eta (B - T), \quad (16)$$

onde x_0 , y_0 , e z_0 marcam a posição da fonte magnética da qual T é o campo medido no ponto (x, y, z) , B representa campo o regional e η o grau de homogeneidade (índice estrutural).

A escolha do índice estrutural é atrelada ao conhecimento geológico prévio, sendo as feições geológicas relacionadas a formas geométricas simples, para as quais são utilizados valores padrão para corpos magnéticos e gravimétricos, como os indicados, respectivamente, na Tabela 3-3.

O método padrão de Euler, determina a profundidade das fontes juntamente seu posicionamento (x_0, y_0, z_0) , indicando os erros nos ajustes das anomalias observada e calculada. A janela de busca é centrada em cada posição da solução, sendo todos os pontos da janela utilizados para resolução das soluções de Euler.

As soluções de profundidade, que excedam ao limite de tolerância (normalmente 15%) e de distância entre a fonte e a janela pré-definidos, são rejeitadas. Cabe ao intérprete a seleção das soluções restantes, de modo que estas sejam coerentes com a realidade geológica.

Tabela 3-3: Geometria das fontes e seus respectivos índices estruturais.

Índice Estrutural	Fonte Magnética	Fonte Gravimétrica
0	Contato/degrau	Sill/Dique/Step
1	Soleira/dique	Cilindro/pipe
2	Cilindro/pipe	Esfera
3	Esfera	-

A aplicabilidade de um mapa de soluções de Euler é avaliada pelo grau de concentração das soluções. Quando estas são alinhadas, no caso de modelos 2-D, ou se superpõem, quando em modelos 3D, os resultados são considerados aceitáveis, enquanto que as soluções dispersas indicam resultados insatisfatórios.

3.10.2 Análise espectral

A análise espectral constitui um método de análise semiquantitativo para determinar a profundidade das fontes no domínio da frequência, sua utilização como método quantitativo não é recomendada, uma vez que a profundidade é determinada pela média estimada em relação a um comprimento de onda (GUNN 1997b).

O espectro de potencial radial, de um determinado conjunto de dados, representa a energia relativa ao número de onda e sua direção na forma de uma função bidimensional.

No domínio do número de onda, a distribuição 2-D da energia do sinal é expresso na forma de um gráfico no qual o eixo x representa o número de onda e o eixo y o logaritmo do espectro de potência média.

A estimativa de profundidades para um determinado número de onda é calculada pela aplicação da seguinte fórmula:

$$\text{Log } E(r) = 4\pi r, \quad (17)$$

onde:

$E(r)$ = energia;

h = profundidade estatística do topo das fontes;

$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$, sendo u e v os números de onda nas direções x e y , respectivamente.

Para um conjunto estatístico de fontes, o cálculo da profundidade se dá pela aplicação da expressão:

$$h = -s/4\pi, \quad (18)$$

onde: h indica a profundidade e s a declividade do logaritmo do espectro de potência.

A transformação do valor observado no espectro em número de onda, em unidades do terreno, é utilizada a expressão abaixo:

$$\text{Unidades no terreno} = (1/w) * 1000, \quad (19)$$

onde w é o número de onda.

Tais estimativas podem ser utilizadas como referência aproximada na determinação de profundidade de populações de fontes magnéticas e gravimétricas, possibilitando a decomposição do sinal em fontes rasas, intermediárias e profundas.

A decomposição do sinal também pode ser utilizada como método de separação entre anomalias regionais e residuais, tanto em dados magnéticos como em dados gravimétricos, onde o sinal atribuído a fontes profundas pode

ser considerado como anomalia regional e os sinais das fontes mais rasas como anomalias residuais.

3.10.3 Análise quantitativa – Modelagem Gravimétrica

A modelagem 2-D dos dados gravimétricos foi realizada com o auxílio do módulo GM-SYS do *software* Oasis Montaj, que calcula o efeito gravimétrico de polígonos de maneira interativa. Tal processo simula a resposta geofísica do modelo físico com base no ajuste de suas dimensões e propriedades físicas.

Os ajustes realizados são guiados pelo intérprete com base no conhecimento geológico prévio, auxiliado pela ferramenta de inversão, com a qual parâmetros como forma geométrica e densidade são modificados de forma automática até que a anomalia gerada pelo modelo seja ajustada aos dados reais.

Os métodos utilizados pelo software para calcular a resposta do modelo gravimétrico e magnético são baseados em Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), fazendo uso do algoritmo descrito por Won e Beavis (1987) e a inversão utiliza o algoritmo da Marquardt (1963) (GM-SYS, 2002).

O processo de modelagem é iniciado com a criação de um modelo direto elaborado com conhecimento geológico prévio, no qual são definidas a forma e a disposição dos corpos a serem modelados, assim como as propriedades físicas dos elementos geológicos envolvidos. Informações prévias como dados de poços, ou profundidades de camadas crustais, utilizados no presente trabalho, são inseridos neste primeiro passo como referência.

As densidades utilizadas na construção dos modelos foram obtidas de Rosales (2004), cujo trabalho de modelagem gravimétrica realizado na faixa Apiaí envolveu ensaios de densidade em rochas, (Tabela 3-4), do mesmo contexto da área de estudo. Como referência de uma possível variação na densidade das rochas foram utilizados os dados apresentados por Telford (*et al.* 1990), uma vez que não foi possível realizar medidas de densidade nos materiais considerados.

Durante a confecção dos modelos foram realizadas inversões de parâmetros como a posição de vértices dos corpos modelados e densidade, buscando o melhor ajuste entre as anomalias observada e calculada. Os resultados de cada interação foram balizados pelas informações geológicas prévias.

Os modelos gravimétricos de cada perfil foram elaborados com base nas anomalias regionais e residuais, possibilitando a modelagem de fontes em profundidades distintas.

A modelagem das anomalias de maior comprimento de onda, referidas como regionais, resultaram em modelos de maior profundidade, enquanto que as anomalias residuais resultaram em modelos mais superficiais da crosta para cada transecta. (Item 6.2.5 – Análise qualitativa - Modelagem).

Tabela 3-4 – Densidades de rochas utilizadas como referência na modelagem gravimétrica. Adaptado de Telford *et al.* (1990)

Tipo de rocha	Variação (g/cm³)	Média (g/cm³)
SEDIMENTARES		
Areia (sedimento)	1.7-2.3	2
Arenito	1.61-2.76	2.35
Rxs. sedimentares (média)		2.5
ÍGNEAS		
Granito	2.5-2.81	2.64
Granodiorito	2.67-2.79	2.73
Diabásio	2.5-3.2	2.91
Basalto	2.70-3.3	2.99
Gabro	2.7-3.5	3.03
Ígnea ácidas	2.3-3.11	2.61
Ígnea básica	2.09-3.17	2.79
METAMÓRFICAS		
Xisto	2.39-2.9	2.64
Mármore	2.6-2.9	2.75
Gnaiss	2.59-3	2.8
Anfibolito	2.90-3.04	2.96
Rxs. Metamórficas (média)	2.4-3.1	2.74

4 APLICAÇÃO DE MÉTODOS DE REALCE EM DADOS SINTÉTICOS

Anomalias sintéticas oriundas de corpos de geometria conhecida são de grande importância na avaliação de métodos de realce. De particular interesse são aquelas decorrentes de modelos prismáticos, em função de suas aproximações às principais estruturas geológicas (BHATTACHARYYA 1964; TALWANI 1965; PLOUFF 1976; SINGH & GUPTASARMA 2001).

Durante o presente estudo notou-se a necessidade de se verificar o desempenho e a aplicabilidade dos métodos de realce à base de dados geofísicos. Desta forma foram gerados modelos sintéticos 2-D e 3D, oriundos de experimentos descritos na literatura e modelos gerados pelo programa GRAV_MAG_PRISMA, desenvolvido pelo Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada (LPGA/UFPR). Os resultados são exibidos a seguir.

4.1 Modelos gravimétricos 2-D de Miller & Singh (1994)

Inicialmente foram calculadas anomalias gravimétricas 2-D com base na formulação de Miller & Singh (1994), e, posteriormente, sobre estas, foram aplicados os métodos de realce mencionados no Capítulo 3.8 (Processamento Qualitativo). Os resultados mais expressivos são apresentados abaixo (Figura 4-1).

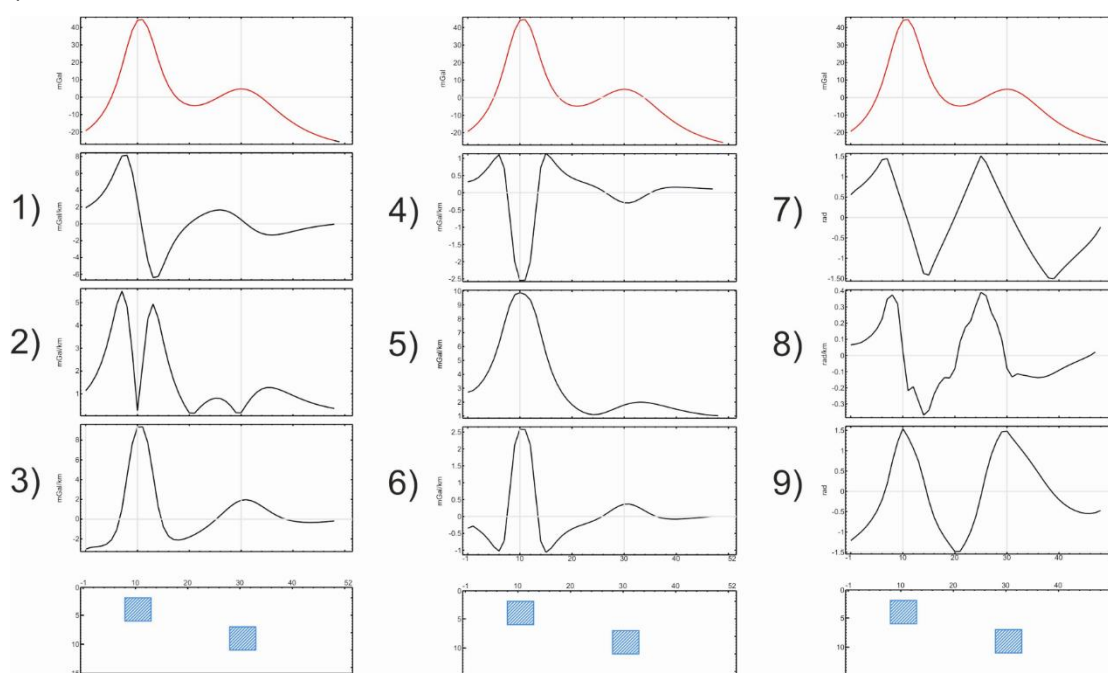


Figura 4-1: Aplicação dos métodos de realce nas anomalias gravimétricas sintéticas de dois prismas: linha vermelha – anomalia gravimétrica; polígonos em azul – modelos gravimétricos de Miller & Singh (1994). 1) primeira derivada horizontal (GX); 2) gradiente horizontal total (GHT); 3) primeira derivada vertical (GZ); 4) segunda derivada horizontal (GX2); 5) amplitude do sinal analítico (ASA); 6) segunda derivada vertical (GZ2); 7) inclinação do gradiente horizontal total (IGHT); 8) gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA); 9) inclinação do sinal analítico (ISA).

Na figura 4-1 (1, 2, 3, 4, 5, 6), as amplitudes das anomalias se atenuam quando a fonte é mais profunda, o que dificulta o delineamento de suas respostas. Na Figura 4-1(2) as bordas do corpo raso são definidas por dois picos

de máximo e seu centro por um pico de mínimo, características do GHT (CORDELL & GRAUCH 1985), enquanto na primeira derivada vertical (Fig. 4-1-3) o pico de máximo corresponde ao centro do corpo. Na Figura 4-1 (4) o pico de mínimo da segunda derivada horizontal (GX2) está centrado no corpo raso, enquanto os picos de máximo mostram comportamento semelhante na amplitude do sinal analítico (ASA) e na segunda derivada vertical (GZ2), de acordo com a Figura 4-1 (5 e 6).

Para contornar as dificuldades de detecção dos sinais de fontes profundas, Miller & Singh (1994) propuseram a técnica conhecida como inclinação do sinal analítico (ISA), cujo atributo, único dentre os demais métodos de realce de anomalias gravimétricas e magnéticas, é equalizar as máximas amplitudes e posicioná-las justamente no centro dos corpos, independentemente da profundidade da fonte, como se observa na Figura 4-1 (9). Entretanto, a inclinação do sinal analítico (ISA) não é um método detector de bordas de fontes, o que pode ser encarado como uma limitação.

Na perspectiva de contornar tal limitação, outros métodos como GHT-ISA (VERDUZCO *et al.* 2004), ISA-GHT (FERREIRA *et al.* 2010, 2013) e IGHT (COOPER & COWAN 2006), foram propostos recentemente visando combinar as propriedades de um método detector de bordas (GHT de CORDELL & GRAUCH 1985), com outro de equalização das amplitudes máximas sobre o centro das fontes (ISA de MILLER & SINGH 1994). Entretanto, a aplicação dos métodos ISA-GHT e IGHT aos modelos gravimétricos de Miller & Singh (1994), como se nota na Figura 4-1 (7 e 8), não apresentaram resultados satisfatórios, apesar da equalização das amplitudes e da localização dos máximos nas proximidades do centro dos corpos.

4.2 Modelos magnéticos 2-D de Verduzco *et al.* (2004)

Para avaliar as respostas dos modelos 2-D de Verduzco *et al.* (2004), em ambientes geomagnéticos variados, os dados foram processados em latitudes ao Norte (valores positivos da inclinação magnética) e ao Sul do Equador Magnético (valores negativos da inclinação magnética).

As cidades selecionadas para os experimentos foram Curitiba no Brasil e Santiago no Panamá (Fig. 4-2), cujas inclinações são praticamente simétricas. A Tabela 4-1 mostra as características do campo geomagnético em ambas às cidades, no dia 31 de julho de 2009.

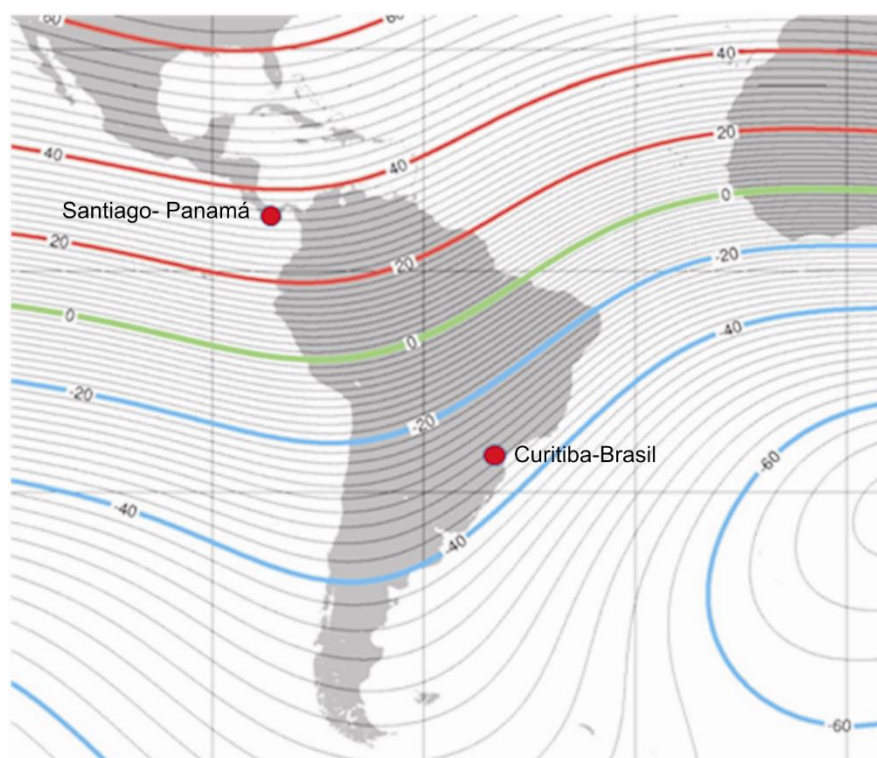


Figura 4-2 – Mapa parcial da inclinação do campo geomagnético da Terra para o ano 2005. Valores expressos em graus. Linha verde: Equador Magnético; Linhas azuis: valores negativos; Linhas vermelhas: valores positivos. Pontos Vermelhos: cidades selecionadas. Modificado de <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/wmm-l05.pdf>, acessado em 31/07/2009.

Tabela 4-1: Parâmetros do campo geomagnético das cidades selecionadas.

País	Cidade	Latitude	Longitude	Declinação	Inclinação	Campo Total (nT)
Panamá	Santiago	08°06'00"	80°57'36"	-02°04'	34°59'	33986
Brasil	Curitiba	25°25'48"	49°16'48"	-18°25'	-34°52'	22811

Para os três modelos geométricos apresentados por Verduzco *et al.* (2004), dique, bloco e *step*, os dados foram processados em ambas as inclinações magnéticas e os resultados são apresentados nas figuras 4-3, 4-4 e 4-5. Para cada um dos modelos foram calculados os gradientes (horizontal e vertical), a amplitude e a inclinação do sinal analítico.

Para o modelo dique (Fig. 4-3) nota-se que as maiores amplitudes do sinal analítico (ASA) definem muito bem o centro dos corpos. Um aspecto importante é a reprodução do sinal em ambas as inclinações, significando que o método é insensível a variações de inclinação magnética, para modelos 2-D, ou seja, um mesmo corpo, com idêntico contraste de susceptibilidade com as encaixantes, apresenta a mesma amplitude do sinal analítico (ASA) em qualquer latitude magnética da Terra (e.g. GUNN 1997).

Entretanto, recentemente, Li (2006) mostrou que a ASA só é completamente independente da magnetização quando se assume que o campo magnético é medido ao longo do eixo x e a uma altura constante z de uma fonte 2-D alinhada paralelamente ao eixo y. Li (2006), além de elencar alguns exemplos da literatura (TELFORD 1976, MACLEOD *et al.* 1993; QIN 1994;

BLAKLEY 1995; MILLIGAN & GUNN 1997) relacionados a equívocos baseados na premissa anterior, indicou os procedimentos corretos de interpretação da ASA e mostrou sua aplicação a partir de fontes 3-D no delineamento das bordas de corpos magnéticos. Tal autor conclui que a ASA, ao contrário dos conceitos correntes até então, depende da profundidade, extensão e mergulho da fonte e das direções de magnetização e do campo magnético da Terra.

Ainda com relação a Figura 4-3, observa-se que o gradiente horizontal e a inclinação do sinal analítico são sensíveis a variações de inclinação magnética, além de não posicionar, precisamente, o centro e as bordas dos corpos.

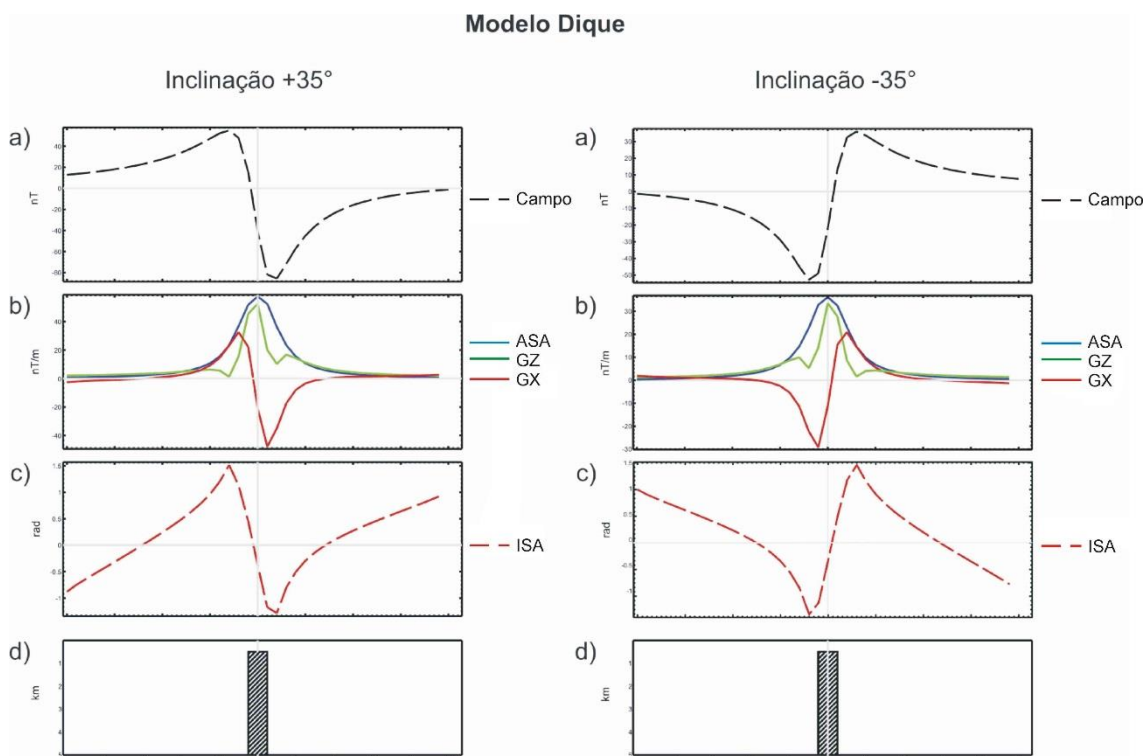


Figura 4-3: Respostas do modelo dique de Verduzco *et al.* (2004). a) anomalia magnética (preto tracejado); b) amplitude do sinal analítico (azul); gradiente horizontal (verde), gradiente vertical (vermelho); c) inclinação do sinal analítico (vermelho tracejado); d) modelo.

No modelo bloco (Fig. 4-4), a melhor resposta, mais uma vez, é a da amplitude do sinal analítico (ASA), semelhante em ambas as inclinações, a qual define com clareza, através dos máximos e dos mínimos, as bordas e o centro do corpo, respectivamente. Os demais métodos não respondem satisfatoriamente, entretanto, os picos da inclinação do sinal analítico (ISA) se aproximam das bordas do corpo, enquanto os gradientes parecem delinear o seu centro.

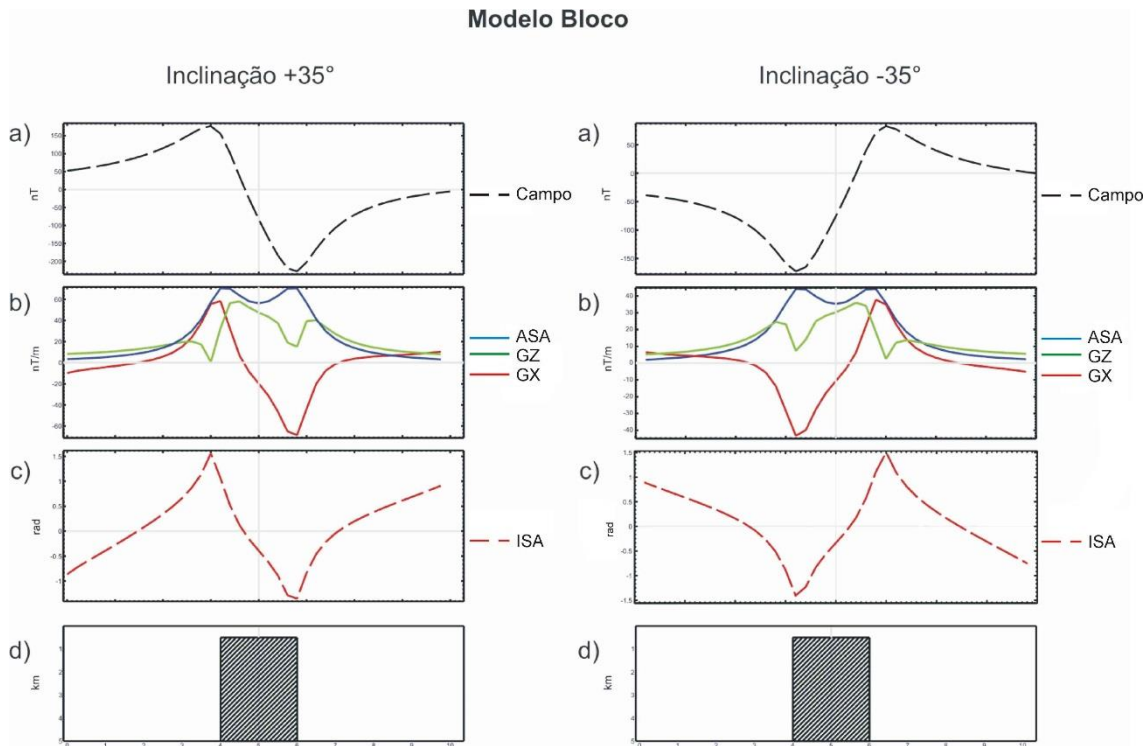


Figura 4-4: Respostas do modelo bloco de Verduzco et al. (2004). a) anomalia magnética (preto tracejado); b) amplitude do sinal analítico (azul); gradiente horizontal (verde), gradiente vertical (vermelho); c) inclinação do sinal analítico (vermelho tracejado); d) modelo.

A Figura 4-5 mostra que as respostas do modelo *step* inclinado são mais complexas. As máximas amplitudes do sinal analítico (ASA), apesar de delinearem o *step*, exibem intensidades distintas, o que denota a influência da latitude magnética, também verificada na inclinação do sinal analítico (ISA).

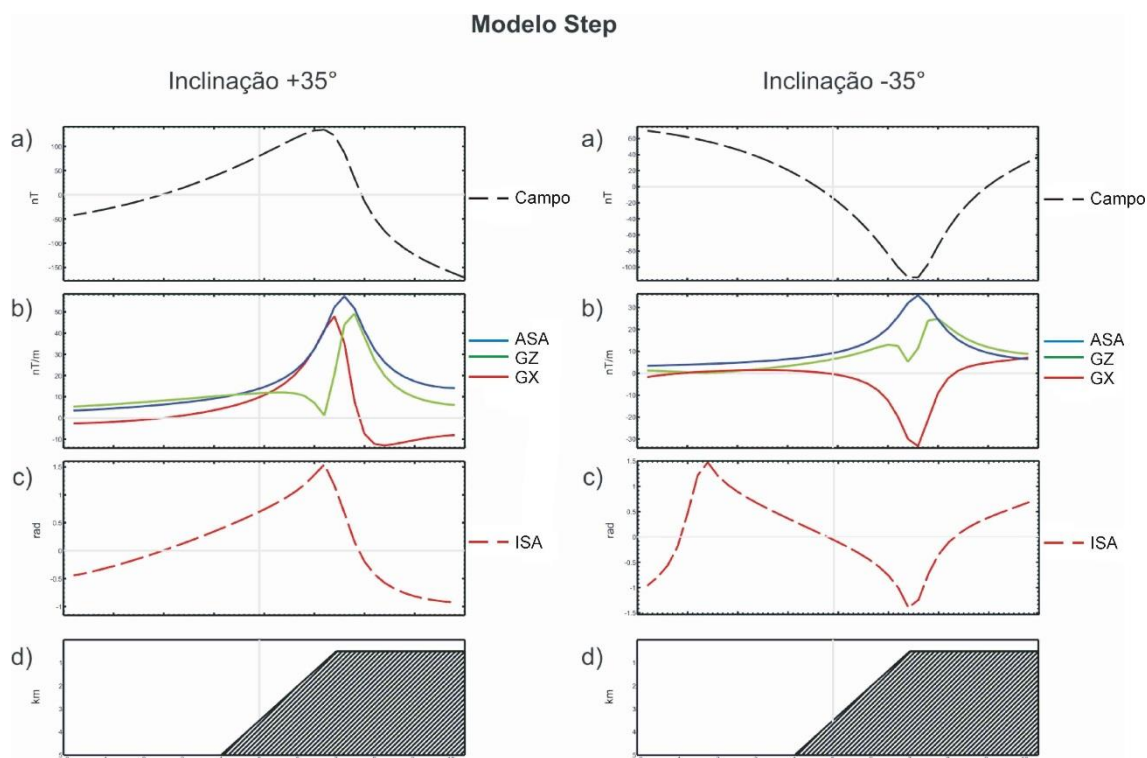


Figura 4-5: Respostas do modelo step de Verduzco *et al.* (2004). a) anomalia magnética (preto tracejado); b) amplitude do sinal analítico (azul); gradiente horizontal (verde), gradiente vertical (vermelho); c) inclinação do sinal analítico (vermelho tracejado); d) modelo.

4.3 Modelos 3D (GRAV_MAG_PRISMA)

Devido à natureza dipolar do campo magnético, a interpretação de sua resposta torna-se mais complexa do que a do campo gravimétrico (monopolar), o que ainda pode ser dificultado pela dependência da direção de aquisição dos dados e da magnetização (induzida e remanente). Desta forma, o estudo do comportamento do sinal magnético em modelos 3D tem se mostrado como uma importante ferramenta no auxílio a interpretação de dados aeromagnéticos, em termos de cartografia de estruturas e contatos geológicos, estimativas de forma, profundidade das fontes e elaboração de modelos geofísicos quantitativos.

Assim sendo, este capítulo apresenta testes da resposta do sinal magnético de modelos 3D elaborados para os parâmetros de inclinação e declinação da área de estudo e no polo, visando avaliar o desempenho do método de redução ao polo (RTP) nesta região, além de discutir os resultados da aplicação dos métodos de realce apresentados no Capítulo 3.9 (Processamento Qualitativo).

Os modelos utilizados foram gerados com auxílio do programa GRAV_MAG_PRISMA (BONGIOLO *et al.* 2013), desenvolvido em linguagem MATLAB®/OCTAVE com base na proposta de Bhaskara Rao & Ramesh Babu (1991), cujos parâmetros de entrada são: inclinação, declinação e intensidade do campo geomagnético (IGRF), coordenadas centrais x, y e profundidades ao topo (z) dos prismas, susceptibilidade magnética (κ) e inclinação dos corpos em relação ao Norte.

O programa GRAV_MAG_PRISM foi utilizado no intuito de discutir as respostas magnéticas de prismas localizados em diferentes latitudes magnéticas (área de estudo e no polo), com as mesmas dimensões, variando apenas a profundidade ao topo das fontes. Posteriormente, foram aplicados os métodos de realce no sentido de contribuir na avaliação da atenuação e do deslocamento dos sinais em referência a localização das fontes causativas.

Os testes foram realizados com base nos modelos 3D da Figura 4-6, cujos parâmetros geométricos e magnéticos são indicados na Tabela 4- e na figura 4-6, respectivamente.

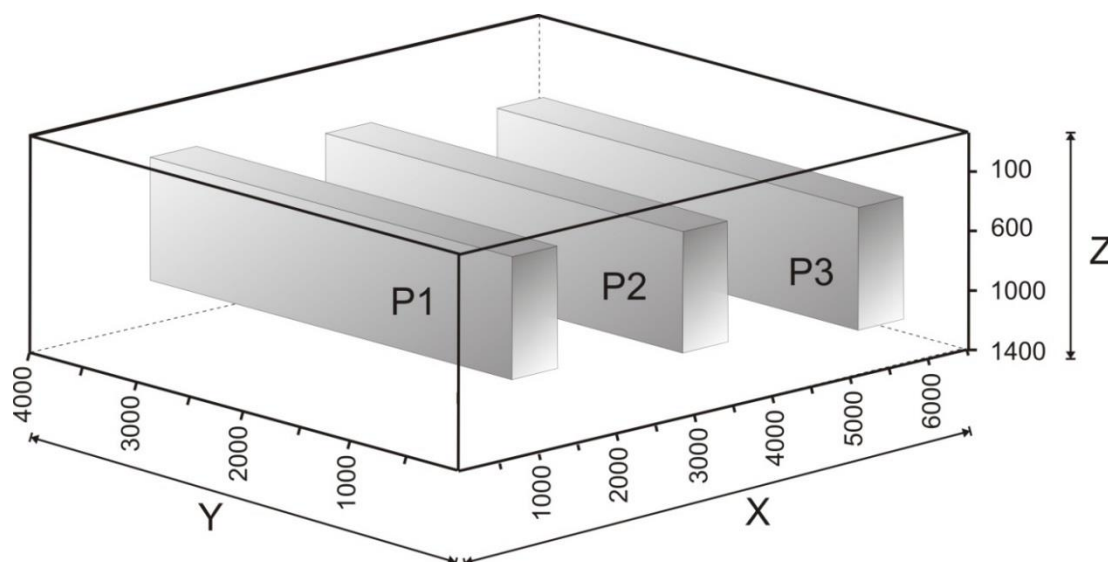


Figura 4-6: Representação dos modelos 3D.

Tabela 1 -

Tabela 4-2: Parâmetros geométricos dos modelos (Figura 4-6).

Localização	Prisma P1	Prisma P2	Prisma P3
X (m)	500-1000	3000-3500	5500-6000
X centro	750	3250	5550
Y (m)	500-3500	500-3500	500-3500
Y centro	2000	2000	2000
Z (m)	100-1100	200-1200	300-1300
Z centro	100	200	300

A susceptibilidade magnética utilizada foi de 0,0276 SI (valor médio baseado em outros experimentos) e os modelos foram inseridos nos ambientes geomagnéticos da área de estudo e no polo (Tabela 4-2).

Tabela 4-3 - Parâmetros magnéticos dos modelos em Curitiba e no Polo.

	Curitiba	Polo
Latitude	25°25'48"S	85°00'00"
Longitude	49°16'48"W	132°36'00"
Declinação (D °)	- 18.5	0.0
Inclinação (I °)	- 35.0	90
Intensidade (em T) de F (IGRF)	22789 x 10 ⁻⁹	56973 x 10 ⁻⁹
Magnetização induzida (J_i em A/m)	0.50	1.25

Os dados gerados pelo programa GRAV_MAG_PRISM são fornecidos no formato ASCII, os quais foram importados para a plataforma Oasis Montaj

(GEOSOFT™). Tais dados foram interpolados pelo do método da curvatura mínima (BRIGGS 1974), para a geração de uma malha regular, com espaçamento de 20 x 20 m, resultando no mapa do campo magnético anômalo da figura 4-7, no qual as intensidades das anomalias diminuem com o incremento da profundidade dos modelos.

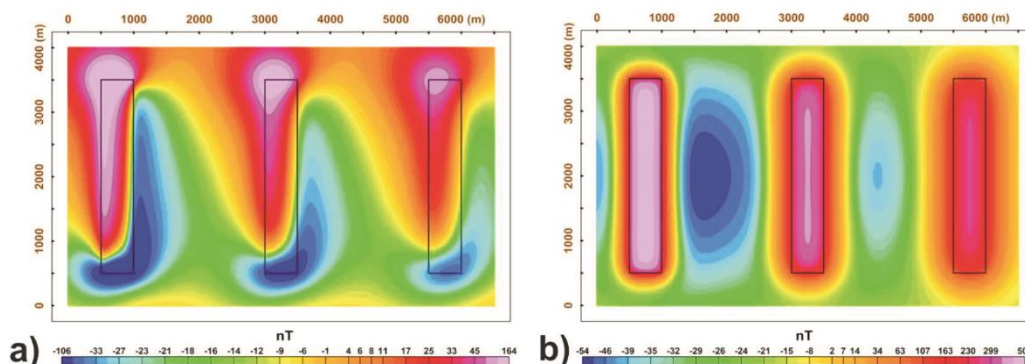


Figura 4-7: Mapa do campo magnético anômalo em Curitiba (a) e no polo (b).

Observa-se na figura 4-7 (a), que as anomalias apresentam-se deslocadas em relação às bordas dos corpos, definindo as mesmas por mínimos e máximos, refletindo o caráter dipolar do campo magnético.

A aplicação dos métodos de realce sobre estes dados implicaria num deslocamento da posição das fontes, visto que todos eles, a exceção do gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA), de Verduzco *et al.* (2004), dependem da inclinação magnética.

Por outro lado, a figura 4-7 (b) mostra as anomalias geradas no polo, onde o posicionamento das anomalias sobre os corpos é claramente observada e não apresenta distorções. Por esta razão, os dados de Curitiba foram reduzidos ao polo (Fig. 4-8), pelo método de Phillips (2007), cujos resultados foram considerados satisfatórios (compare Figs. 4-7 b e 4-8).

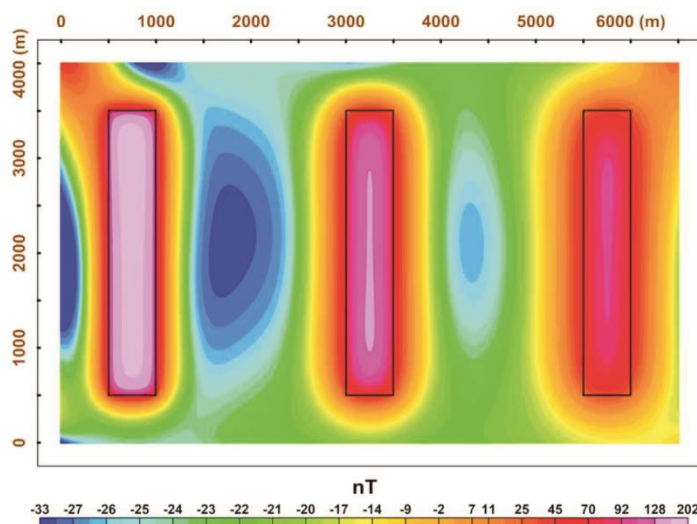


Figura 4-8: Mapa do campo magnético anômalo em Curitiba reduzido ao polo.

A partir da verificação da eficiência da rotina de Phillips (2007), foram aplicados ao mapa do campo magnético anômalo reduzido ao polo os métodos

de realce, com o objetivo de delinear os limites das fontes, facilitando então a interpretação magnética-estrutural.

As técnicas de realce utilizadas foram as seguintes: Gradiente Vertical (Gz – EVJEN 1936); Gradiente Horizontal Total (GHT – CORDELL & GRAUCH, 1985); Amplitude do Sinal Analítico (ASA – NABIGHIAN 1972, 1974; ROEST *et al.* 1992); Inclinação do Sinal Analítico (ISA – MILLER & SINGH 1994); Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA – VERDUZCO *et al.* 2004); Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT – FERREIRA *et al.* 2010); Inclinação do Gradiente Horizontal total (IGHT - COOPER & COWAN 2006); Theta Map (WINJS *et al.* 2005). Um mosaico com os resultados obtidos pode ser observado na Figura 4-9.

A análise visual permitiu traçar algumas considerações com relação ao posicionamento das anomalias e sua variação de amplitude com a profundidade.

Na figura 4-9(4), da inclinação do sinal analítico (ISA), é observado um realce dos eixos dos corpos com máximos, o que acaba não auxiliando na definição de suas bordas. As figuras 4-9(1), 4-9(2), 4-9(3) e 4-9(5), respectivamente, do gradiente vertical (GZ), do horizontal total (GHT), da amplitude do sinal analítico (ASA), do gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (GHT-ISA), mostram que apesar de as bordas dos corpos serem delineadas por elevadas amplitudes, se observa uma atenuação destes sinais com a profundidade, o que dificulta a interpretação de fontes profundas.

De forma contrária, as figuras 4-9(6) e 4-9(7), da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) e da inclinação do gradiente horizontal total (IGHT), exibem um realce nas bordas do corpo, dado pela equalização dos máximos, de forma independente das profundidades das fontes. Entretanto, na figura 4-9(7), as bordas parecem se afastar dos limites dos corpos em função do incremento da profundidade, o que não se verifica na figura 4-9(6). Na figura 4-9(8), do Theta Map, tais bordas são definidas pelos mínimos, em função da complementaridade com IGHT (Fig. 4-9, 7).

Desta análise podemos concluir que em ambientes geomagnéticos próximos de Curitiba, o método de redução ao polo apresentado por Phillips (2007) se mostrou eficaz e que a técnica ISA-GHT (FERREIRA *et al.* 2010, 2013) aplicada a dados reduzidos ao polo apresentou os melhores resultados, uma vez que as bordas dos corpos foram igualmente realçadas, de forma independente da profundidade.



Figura 4-9: Mosaico da aplicação dos métodos de realce aos dados de Curitiba reduzidos ao polo. (1) Gradiente Vertical (Gz); (2) Gradiente Horizontal Total (GHT); (3) Amplitude do Sinal Analítico (ASA); (4) Inclinação do Sinal Analítico (ISA); (5) Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA); (6) Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT); (7) Inclinação do Gradiente Horizontal total (IGHT); (8) Theta Map.

5 TRANSECTAS GRAVIMÉTRICAS – AQUISIÇÃO E REDUÇÃO

Uma das principais características do gravímetro é a realização de medições de alta precisão do campo gravitacional terrestre. Os princípios construtivos e operacionais que envolvem estes equipamentos são projetados com este fim. Embora, em alguns casos, os erros instrumentais possam ser calculados analítica ou numericamente, na prática, são utilizados procedimentos experimentais para detectá-los.

5.1 Aquisição e redução dos dados gravimétricos

O início dos levantamentos gravimétricos se deu com uma etapa de calibração dos gravímetros utilizados, antes da aquisição efetiva. A descrição desta etapa e dos procedimentos envolvidos são apresentados no Anexo I.

A aquisição dos dados gravimétricos terrestres, realizada para o presente estudo, foi composta de quatro transectas com extensões variando entre 215 e 425 km, totalizando 504 estações gravimétricas distribuídas ao longo de 1226 km.

O espaçamento médio adotado foi de 2 km entre as estações, sendo adensado para 1 km na região de entorno (aproximadamente 5 km antes e 5 km depois) das zonas de cisalhamento Lancinha, Morro Agudo e Itapirapuã. Os dados de produção das transectas são exibidos na Tabela 5-1.

Tabela 5-1 – Dados de produção das transectas levantadas.

Transectas	Extensão (km)	Estações
A	273	120
B	215	100
C	313	149
D	425	135
Total	1226	504

A transecta A, limitada pelas coordenadas: 51°29' 33,30" W; 25° 24'43,92" S e 51° 00' 38,21" W; 26° 38' 51,62" S, foi iniciada no município de Guarapuava, no Estado do Paraná, e foi finalizada no município de Caçador, em Santa Catarina, totalizando aproximadamente 273 km, com um total 119 estações gravimétricas. Foram utilizadas como bases gravimétricas para esta etapa as estações de Bituruna e Guarapuava (Fig. 5-1), integrantes da rede gravimétrica científica e de GPS de precisão do Estado do Paraná (SANTOS JR. 2005).



Figura 5-1: Marco da estação gravimétrica Guarapuava.

A transecta B, que tem seus limites definidos pelas coordenadas: $24^{\circ}46'55.7''$ S / $50^{\circ}30'44.1''$ W e $26^{\circ}08'12.0''$ S / $49^{\circ}48'33.9''$ W, foi iniciada na localidade de Alto Amparo, município de Tibagi-PR, e finalizada no município de Mafra-SC, envolvendo 100 estações distribuídas ao longo de cerca de 215 km. Já a transecta C, limitada pelas coordenadas $24^{\circ}02'31.1''$ S / $50^{\circ}23'54.9''$ W e $25^{\circ}50'05.8''$ S / $49^{\circ}06'32.6''$ W, partiu do município de Curiúva-PR, finalizando em Tijucas do Sul-PR, com um total de 149 estações distribuídas ao longo de aproximadamente 313 km.

As bases gravimétricas utilizadas para estas etapas do levantamento foram as estações gravimétricas de Ponta Grossa e Jaguariaíva (Figs. 5-2, e 5-3), integrantes da Rede Gravimétrica Científica do Estado do Paraná (SANTOS JR. 2005).



Figura 5-2: Gravímetro em operação no transporte de base e detalhe da base gravimétrica de Ponta Grossa.



Figura 5-3: Gravímetro em operação no transporte de base e detalhe da base gravimétrica de Jaguariaíva.

A transecta D, tem seus limites definidos pelas coordenadas $24^{\circ}01'38.45''$ S/ $49^{\circ}49'53.11''$ W e $25^{\circ}27'14.05''$ S/ $48^{\circ}41'30.34''$ W, foi iniciada no município de Arapoti e finalizada no município de Antonina, num total de 425 km e 135 estações. A estação utilizada como base gravimétrica foi a estação de Jaguariaíva, integrante da Rede Gravimétrica Científica do Estado do Paraná (SANTOS JR. 2005).

As transectas cruzam litologias diversas tanto na bacia como no escudo. Enquanto a transecta A foi realizada exclusivamente sobre a Formação Serra Geral (Mesozoico) e a transecta B sobre as rochas do Grupo Itararé e Formação Ponta Grossa (Paleozoico), as transectas C e D cobrem uma gama de litotipos que variam desde rochas do Arqueano (Complexo Granulítico Luis Alves) até o Grupo Itararé de idade paleozoica na Bacia do Paraná, como o observado na figura 5-4.

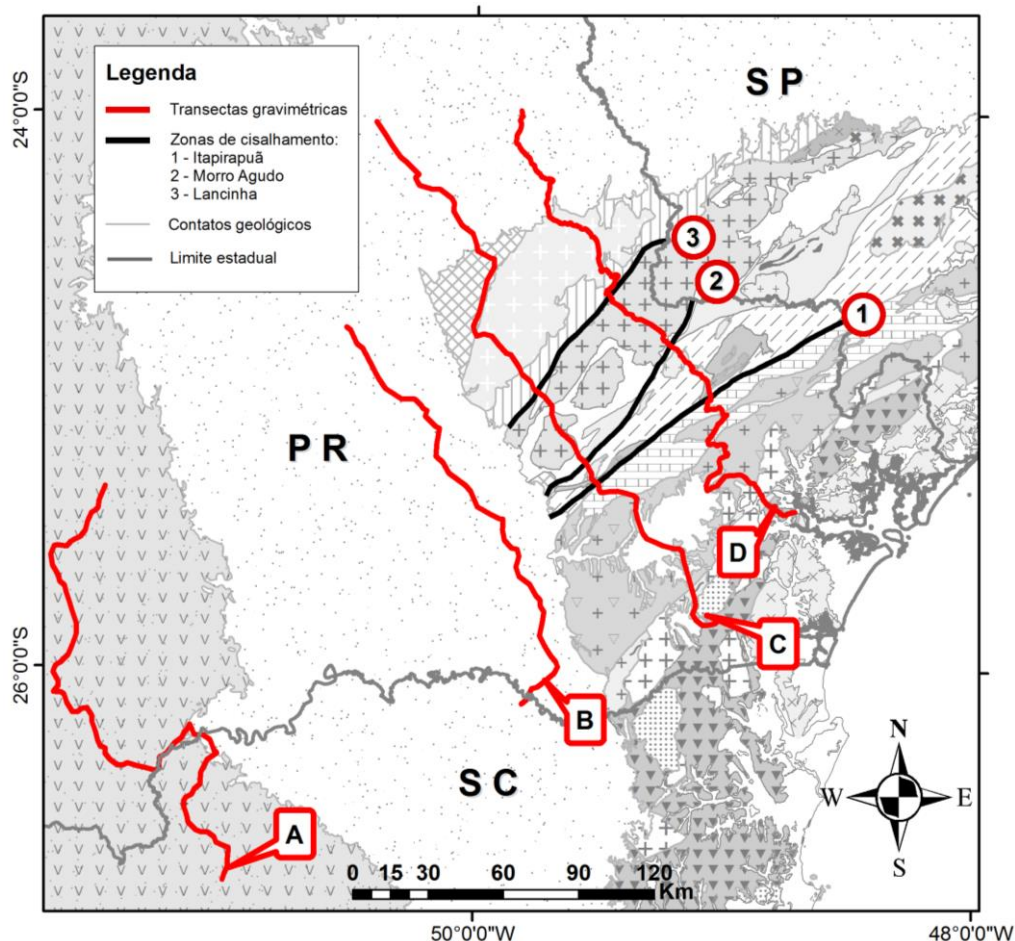


Figura 5-4: Mapa de localização das transectas sobre o mapa geológico com as principais zonas de cisalhamento: 1, Itapirapuã; 2, Morro Agudo; 3, Lancinha.

Os dados gravimétricos foram submetidos às reduções e correções mencionadas no Item 3.8 (Figura 3-16), resultando nos perfis de Anomalias Bouguer exibidos em escala nas figuras de 5-5 a 5-8.

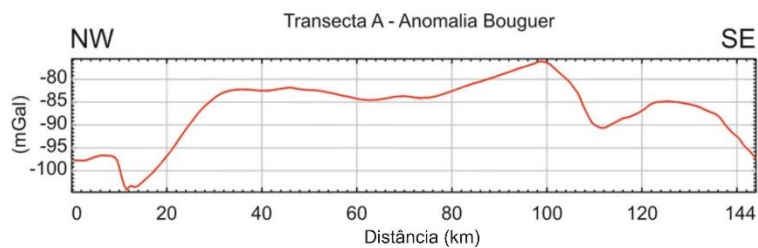


Figura 5-5: Perfil de anomalias Bouguer da transecta A.

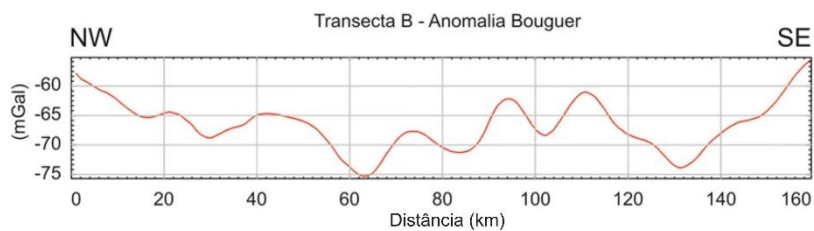


Figura 5-6: Perfil de anomalias Bouguer da transecta B.

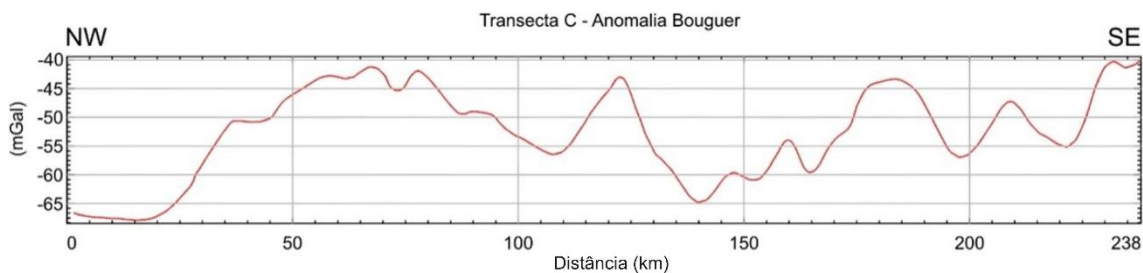


Figura 5-7: Perfil de anomalias Bouguer da transecta C.

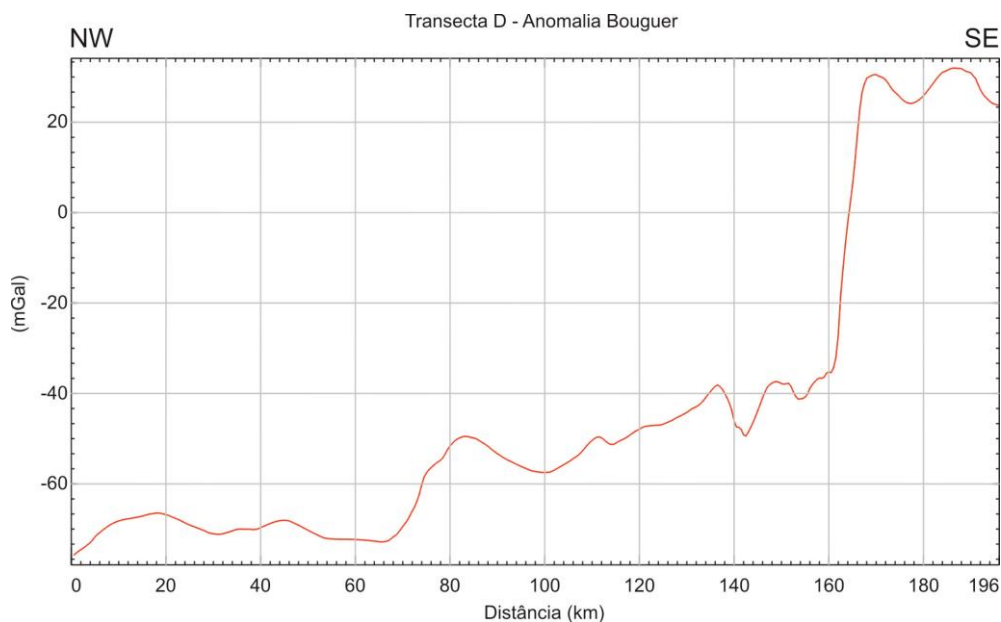


Figura 5-8: Perfil de anomalias Bouguer da transecta D.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Análise qualitativa

6.1.1 Arcabouço magnético

No intuito de gerar um arcabouço magnético-estrutural regional para a área de estudo, foi utilizado o mapa magnético anômalo regional elaborado com levantamentos da Base de dados de projetos aerogeofísicos do Brasil da CPRM (www.cprm.gov.br).

Sobre tal mapa foi aplicado o filtro de continuação ascendente para 5000, 10000 e 15000 m, visando atenuar as altas frequências e verificar a propagação das estruturas em profundidade. O mapa continuado a 15000, foi considerado como o mais adequado para avaliar a distribuição espacial de anomalias regionais (Figura 6-1).

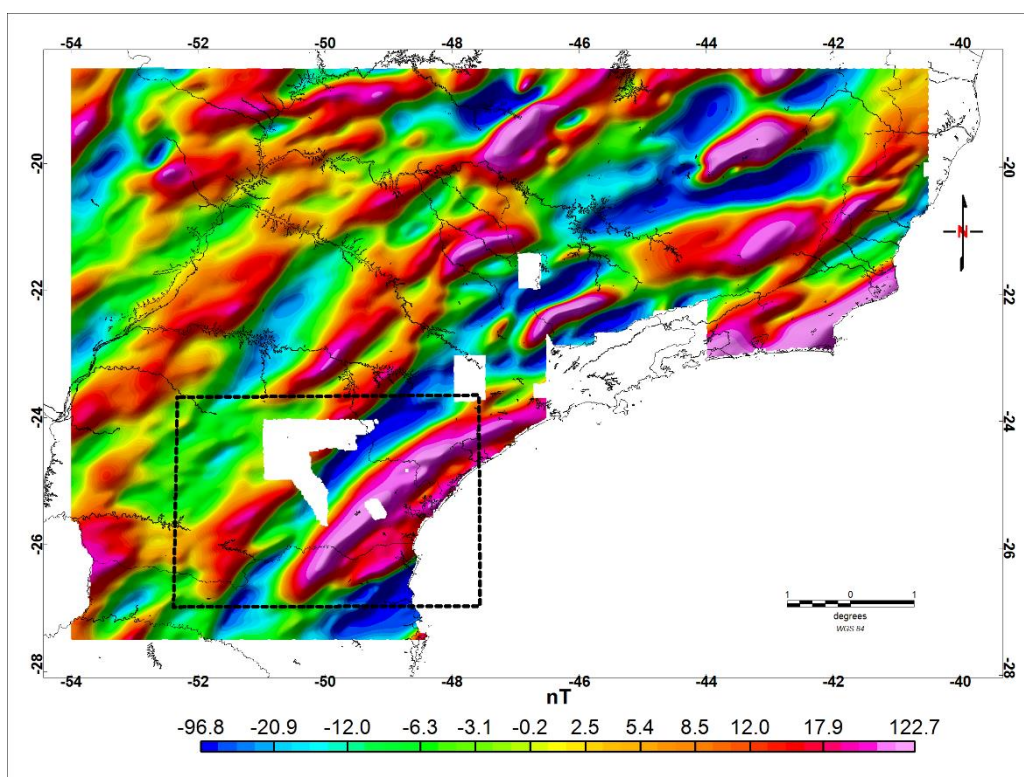


Figura 6-1: Mapa magnético da Figura 3-5 continuado para cima (15000 m), com destaque para a área de estudo (polígono em preto).

O fluxograma indicando a sequência de processamento e interpretação pode ser observado na (Figura 6-2).

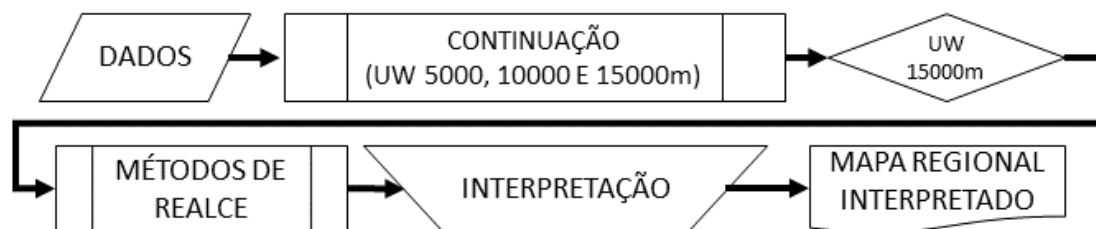


Figura 6-2: Fluxograma de processamento e interpretação.

Aos dados da Figura 6-1 foram aplicados os métodos de realce (Item 3.9), sendo o método da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) utilizado como base para o traçado do arcabouço magnético-estrutural. O critério utilizado para esta escolha foi o atributo deste método em realçar os limites dos corpos independentemente da profundidade.

A Figura 6-3 mostra uma sobreposição do mapa ISA-GHT com o traçado da interpretação do arcabouço magnético-estrutural regional.

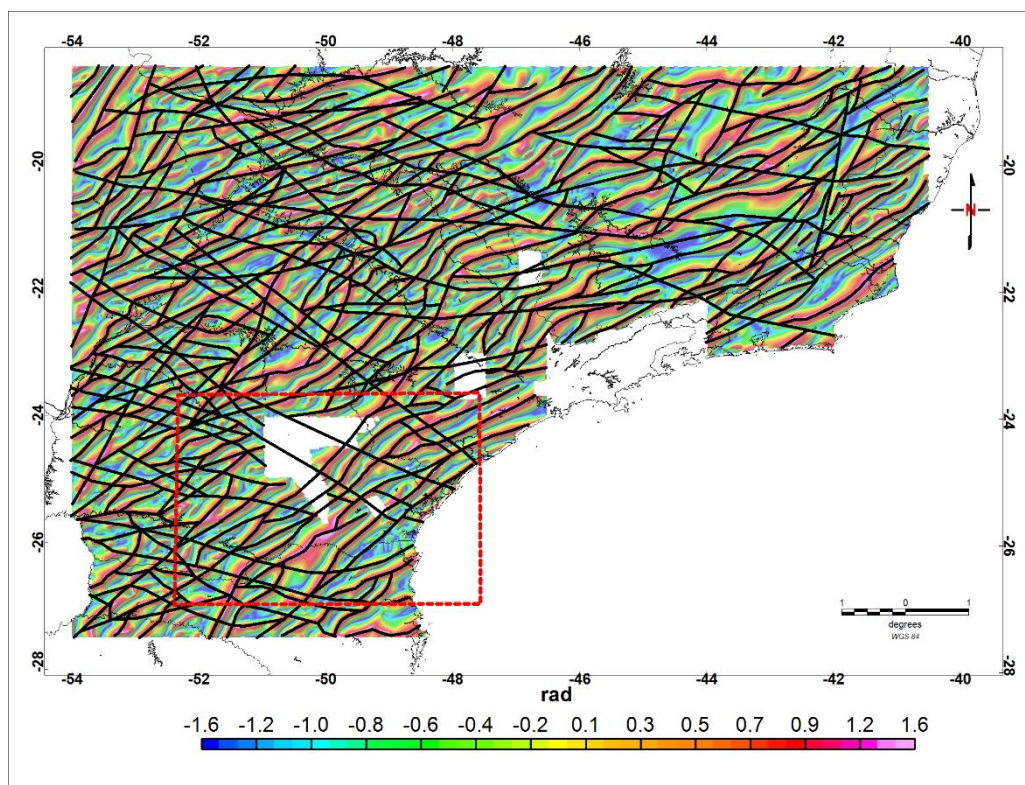


Figura 6-3: Mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) calculado sobre os dados continuados para cima (15000 m), com a interpretação do arcabouço magnético-estrutural traçada em preto, com destaque para a área de estudo (polígono em vermelho).

A interpretação do arcabouço magnético-estrutural teve como objetivo verificar a continuidade dos lineamentos magnéticos regionais e suas continuidades, além de realçar feições que se propagam em profundidade, auxiliando na interpretação da área de estudo. A Figura 6-4 exibe a interpretação (Fig. 6-3) sobreposta ao mapa do campo magnético anômalo regional.

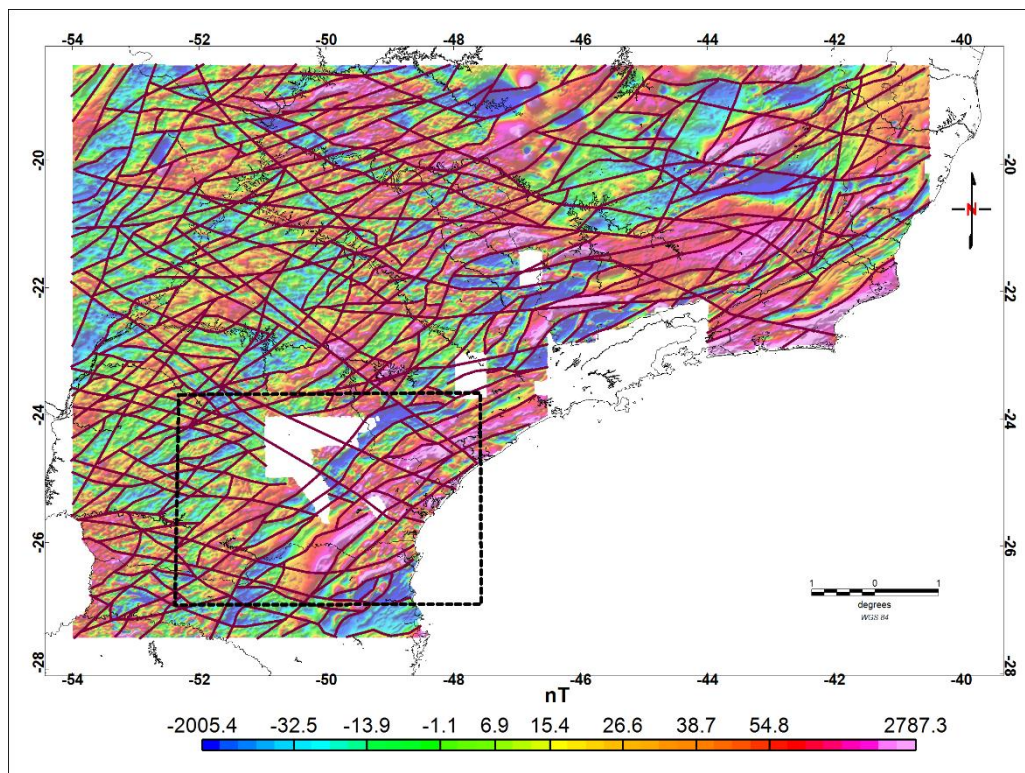


Figura 6-4: Interpretação do arcabouço magnético-estrutural da Figura 6-3 sobreposta ao mapa do campo magnético anômalo, com destaque para a área de estudo (polígono em preto).

6.1.2 Arcabouço magnético estrutural da área de estudo

O arcabouço magnético-estrutural da área de estudo foi delineado a partir da aplicação dos métodos de realce de anomalias (Item 3.9) sobre o Mapa do campo magnético anômalo (CMA) da área de estudo (Item 3.6), o qual foi continuado para cima à 5000 m. Este procedimento permitiu a filtragem dos sinais de alta frequência. O fluxograma da Figura 6-5 mostra a sequência de processamento e interpretação.

Os resultados da aplicação dos métodos de realce sobre os dados continuados, destacou as estruturas regionais (Fig. 6-6), objeto deste estudo, com ênfase dada no mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT), observado na Figura 6-6d.

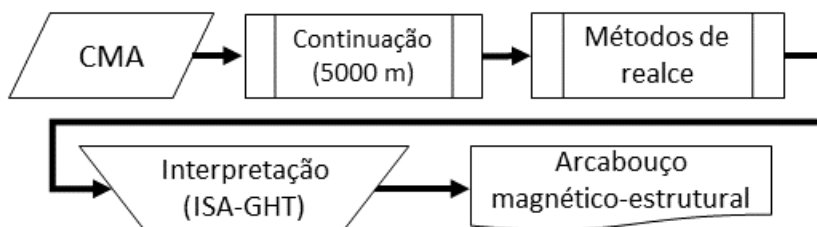


Figura 6-5: Fluxograma de processamento e interpretação do arcabouço magnético estrutural da área de estudo.

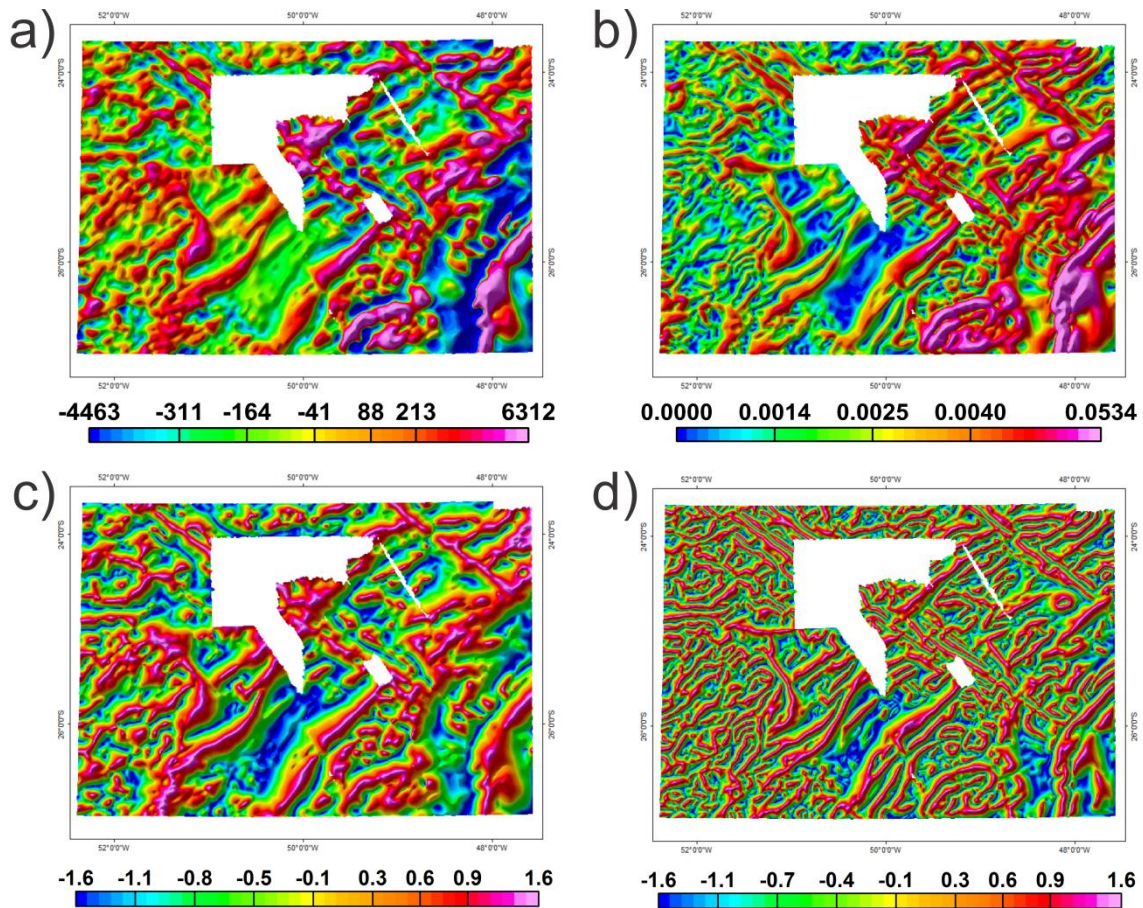


Figura 6-6: Mapas de realce de anomalias magnéticas calculados sobre o campo magnético anômalo continuado para 5000 m: a- Gradiente vertical (GZ, nT/m), b) Gradiente horizontal total (GHT, nT/m), c) Inclinação do sinal analítico (ISA, rad) e d) Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT, rad).

Sobre o mapa ISA-GHT observado na Figura 6-6 d foram traçados lineamentos magnéticos na escala 1:1.500.000, os quais são exibidos na Figura 6-7.

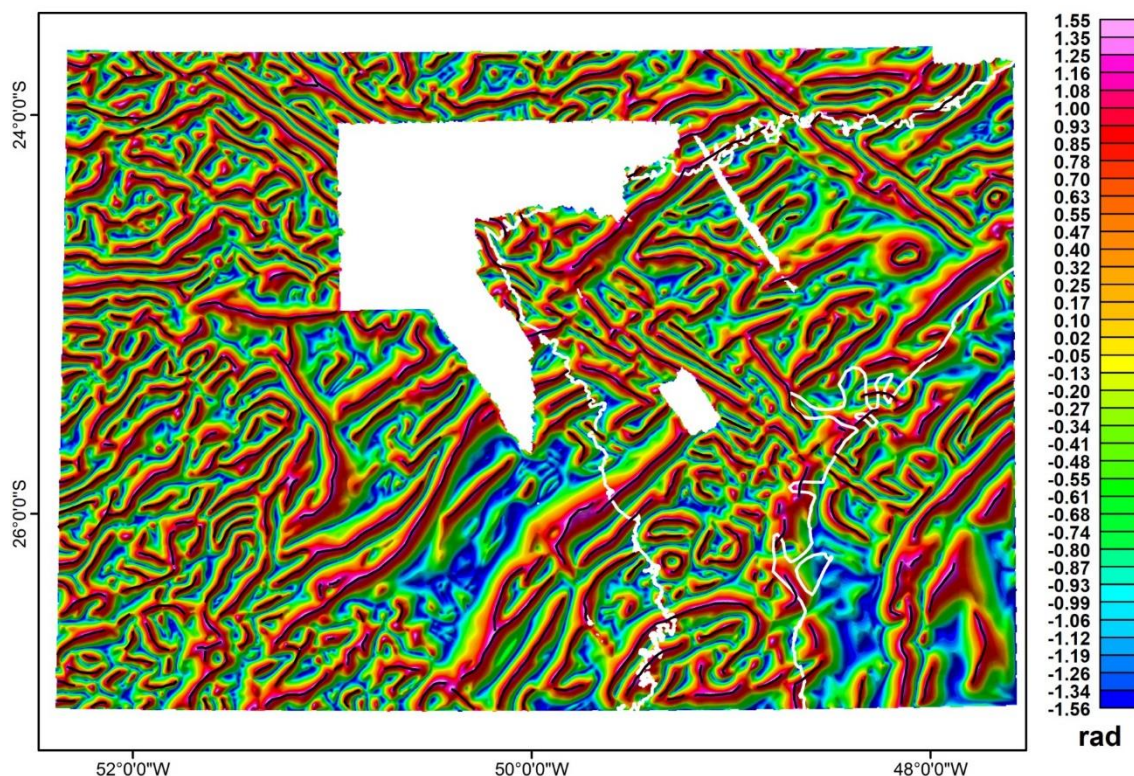


Figura 6-7: Mapa magnético da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT), com a interpretação do arcabouço magnético estrutural (linhas pretas). As linhas brancas indicam o limite do Cinturão Ribeira com a Bacia do Paraná a Oeste e a linha de costa a Leste.

O arcabouço magnético-estrutural interpretado indica o prolongamento das estruturas aflorantes no Cinturão Ribeira, sob a Bacia do Paraná, além de sugerir a convergência destas feições em subsuperfície configurando um padrão sigmoidal, como observado na Figura 6-7.

Algumas estruturas interpretadas tradicionalmente como limites de terrenos tectônicos na porção Sul do Cinturão Ribeira exibem uma resposta magnética correspondente com seu traçado em superfície (e.g. zonas de cisalhamento Lancinha, Itapirapuã, Alexandra e Serra Negra), o que pode ser observado na Figura 6-8. Por outro lado, outras feições expressivas não mostram resposta magnética nos mapas de realce (e.g. Zona de Cisalhamento Piên).

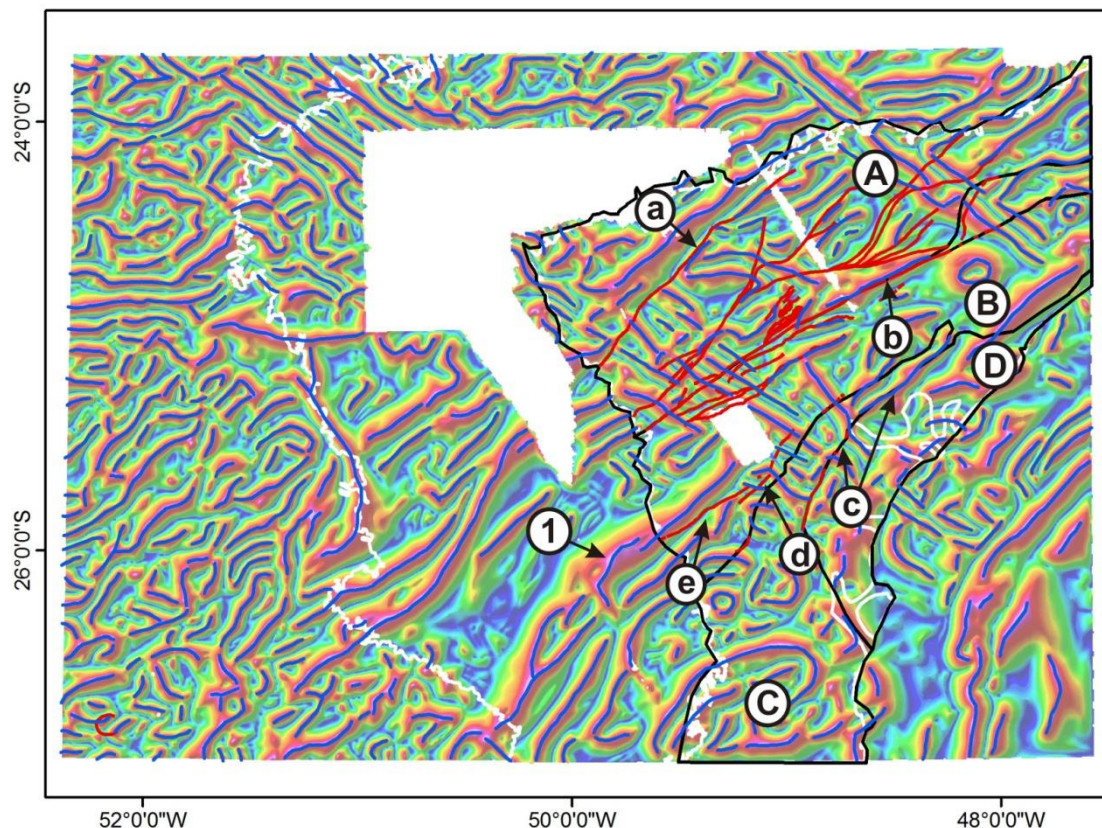


Figura 6-8: Mapa magnético da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT), com a interpretação do arcabouço magnético estrutural (linhas azuis), indicando os terrenos da porção meridional do Cinturão Ribeira (linhas pretas): A) Terreno Apiaí, B) Terreno Curitiba, C) Terreno Luis Alves e D) Terreno Paranaguá. Zonas de cisalhamento (linhas vermelhas): a) Itapirapuã, b) Lancinha, c) Alexandra, d) Piên e e) Mandirituba-Piraquara.

O lineamento 1 da Figura 6-8, a despeito de sua resposta significativa nos mapas magnéticos, não apresenta feições correspondentes em superfície na escala de trabalho adotada, sugerindo uma fonte geradora em subsuperfície. Somam-se a isto seu notável paralelismo com o *trend* regional NE-SW e continuidade sob a Bacia do Paraná.

Quando sobreposto as estruturas regionais apresentados por Zalán et al. (1987), o arcabouço magnético-estrutural interpretado corresponde, ainda que parcialmente, com os seguintes lineamentos: Zona de Falha Lancinha-Cubatão (1), Zona de Falha Taxaquara (2), Falha Jacutinga (3), Lineamento São Sebastião (4), Falha de São Jerônimo-Curiúva (6), Zona de Falha Curitiba-Maringá (7), Arco de Ponta Grossa (8) e Falha Rio Alonzo (9).

Uma sobreposição do arcabouço magnético estrutural com os lineamentos de Zalán (*et al.* 1987) pode ser observada na Figura 6-9.

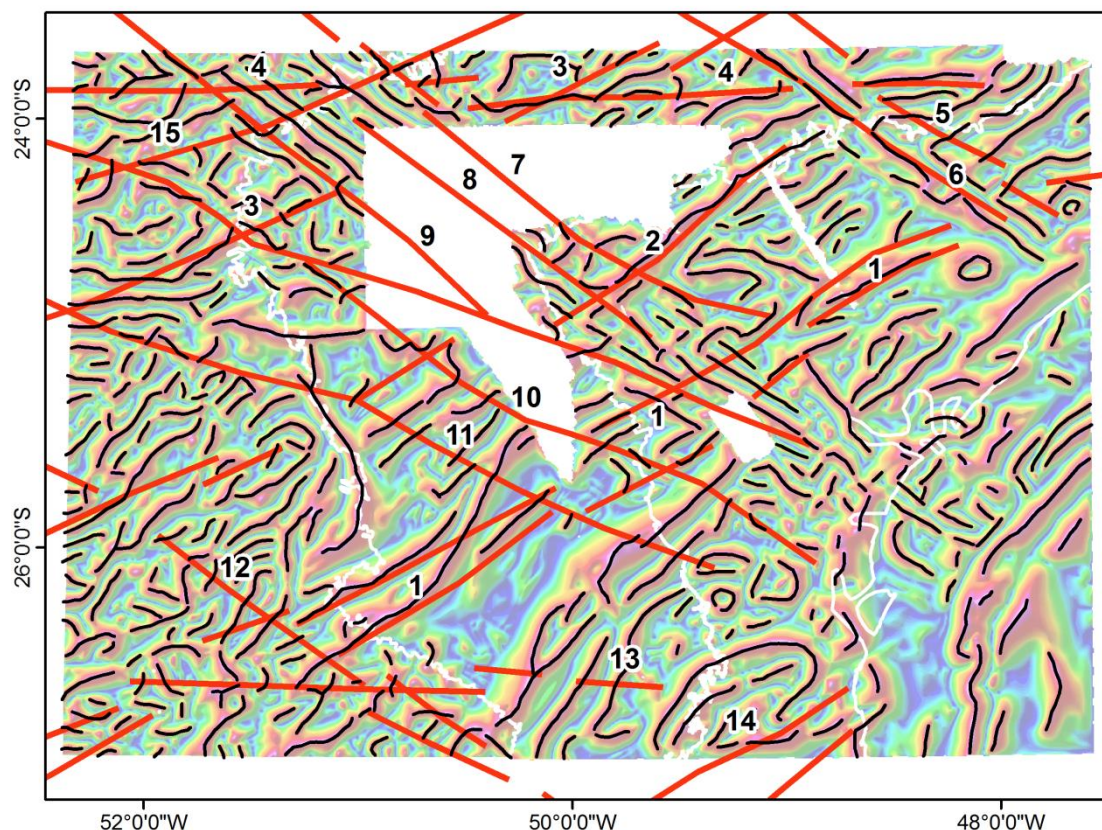


Figura 6-9: Interpretação do arcabouço magnético-estrutural (linhas pretas) indicando as principais feições tectônicas da Bacia do Paraná (vermelho) segundo Zalán *et al.* (1987): 1) Zona de Falha Lancinha-Cubatão, 2) Zona de Falha Taxaquara, 3) Falha Jacutinga, 4) Lineamento São Sebastião, 5) Zona de Falha de Guapiara, 6) Falha de São Jerônimo-Curiúva, 7) Zona de Falha Curitiba-Maringá, 8) Arco de Ponta Grossa, 9) Falha Rio Alonzo, 10) Zona de Falha Cândido de Abreu-Campo Mourão, 11) Lineamento Rio Piquiri, 12) Zona de Falha Caçador, 13) Lineamento Taquara Verde, 14) Zona de Falha Blumenau-Soledade, 15) Zona de Falha Guaxupé.

6.1.3 Arcabouço gravimétrico regional

Sobre o mapa gravimétrico multifonte foi realizado o recorte para a área de estudo, sobre o qual as anomalias verificadas foram cotejadas às principais feições geológicas associadas.

Os dados utilizados para a geração deste mapa foram interpolados numa malha regular com células quadradas de 0,083 do grau (SÁ 2004), o que num sistema de coordenadas projetadas equivale a células de aproximadamente 9215 m.

Este espaçamento confere ao mapa resultante um caráter regional, de modo que as interpretações realizadas relacionaram as anomalias com feições de caráter regional. O destaque é dado aos lineamentos do Arco de Ponta Grossa (APG) e aos terrenos tectônicos da porção meridional do Cinturão Ribeira.

Na Figura 6-10 são observados dois altos gravimétricos de direção NW-SE, um menor relacionado com o Lineamento de Guapiara (1) e outro mais expressivo referente à porção central do Arco de Ponta Grossa, entre os lineamentos São Jerônimo-Curiúva (2) e Rio Alonzo (3).

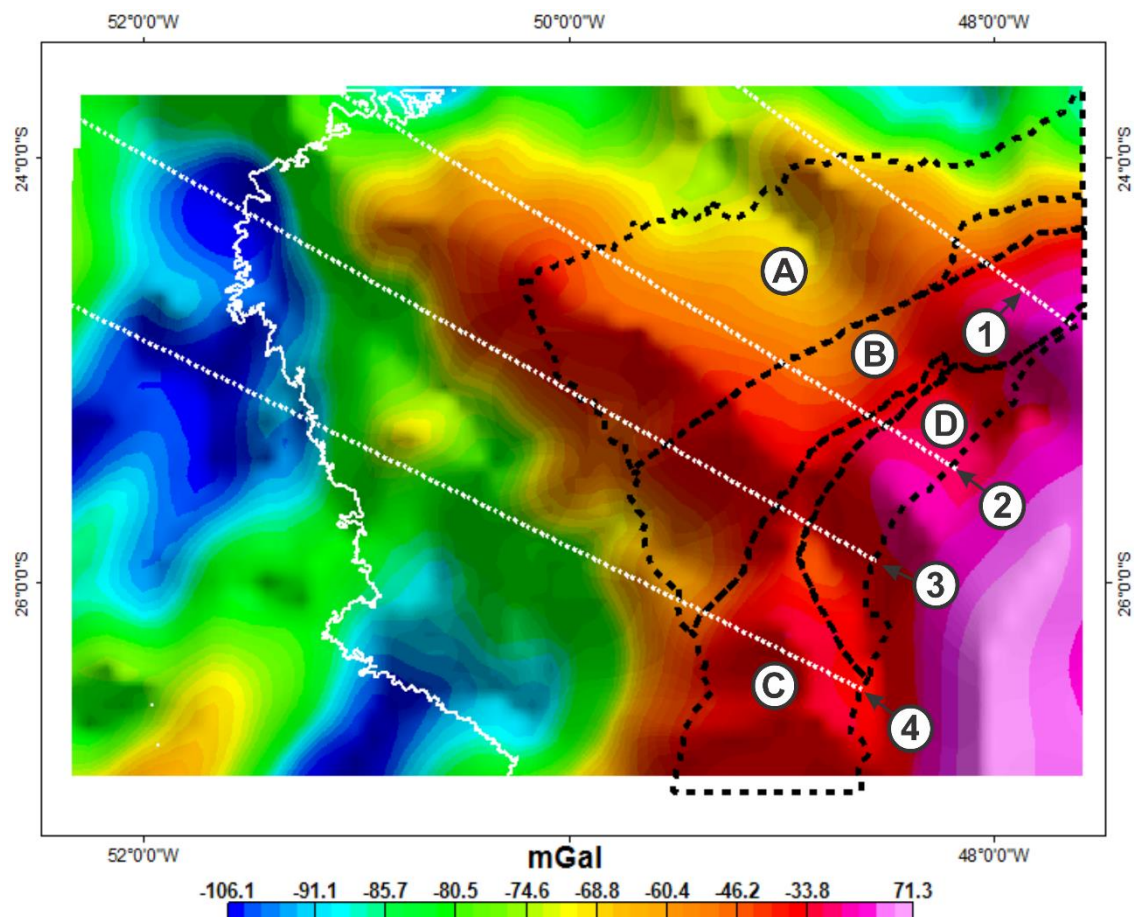


Figura 6-10: Mapa de anomalias Bouguer (dados de Sá 2004) da área de estudo indicando os terrenos tectônicos da porção meridional do Cinturão Ribeira (preto tracejado) e lineamentos do Arco de Ponta Grossa. A) Terreno Apiaí, B) Terreno Curitiba, C) Terreno Luis Alves, D) Terreno Paranaguá, 1) Lineamento Guapiara, 2) Lineamento São Jerônimo-Curiúva, 3) Lineamento do Rio Alonzo e 4) Lineamento do Rio Piquiri.

Outro alto gravimétrico é relacionado ao Terreno Luis Alves (Fig. 6-10 C). Esta resposta é atribuída por Mantovani et al. (1989) ao soerguimento de segmentos da crosta inferior e às altas densidades dos granulitos, o que é corroborado por Hallinan et al. (1993).

A porção sudeste do mapa exhibe o alto gravimétrico com as maiores amplitudes, pode ser relacionada à crosta oceânica e a menor profundidade do manto, porém estas considerações fogem do escopo do estudo, relacionado apenas a áreas continentais.

A aplicação dos métodos de realce de anomalias sobre os dados gravimétricos regionais favorece estas interpretações, e restringe os valores máximos às feições mencionadas. Os métodos utilizados foram o gradiente vertical (GZ), a inclinação do Sinal Analítico (ISA), o gradiente horizontal total (GHT) e a inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) e os mapas resultantes podem ser observados na Figura 6-11.

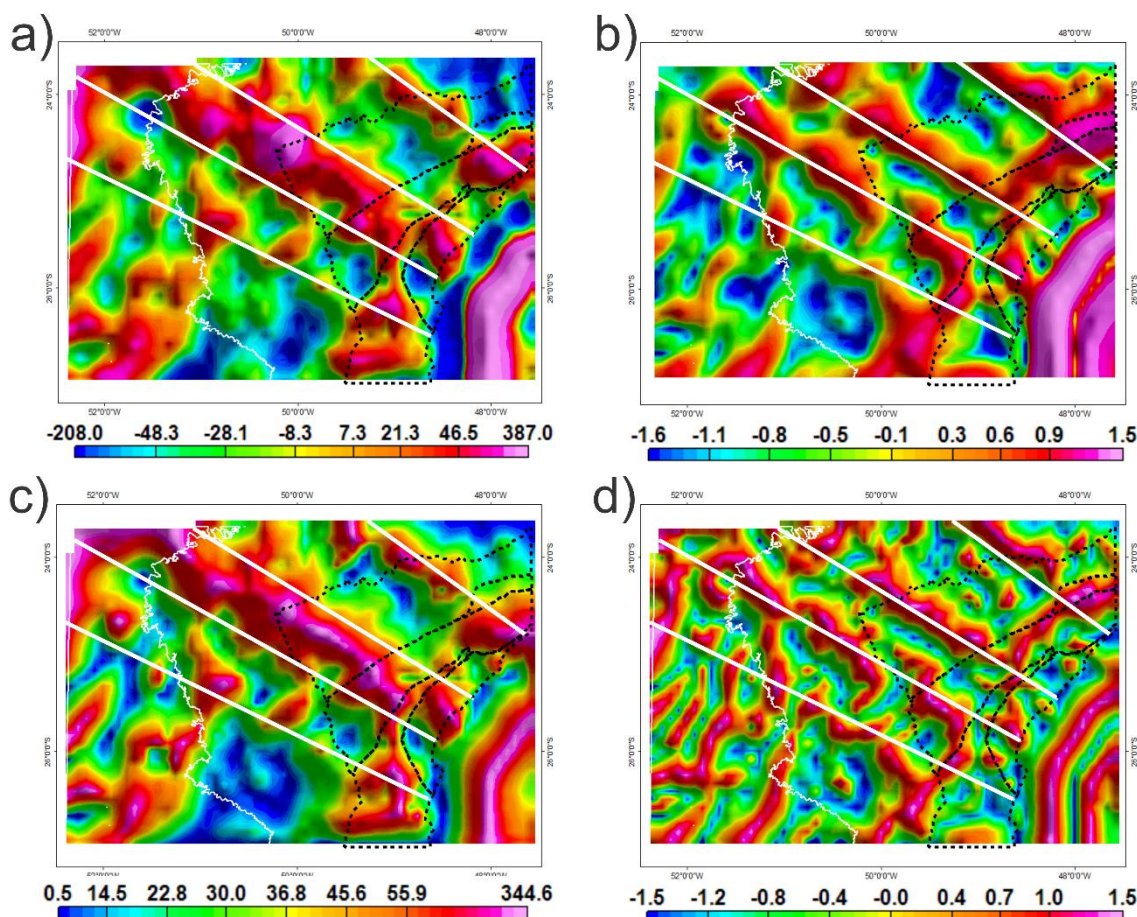


Figura 6-11: Mapas de realce de anomalias gravimétricas: a) gradiente vertical (GZ – nT/m), b) gradiente horizontal total (GHT - rad), c) inclinação do sinal analítico (ISA - rad), e d) inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT - rad).

A inclinação do sinal analítico (Figura 6-11, c), cujo atributo principal é realçar os eixos de corpos anômalos, evidencia a porção central do APG e o Lineamento de Guapiara, além de ressaltar o Terreno Luis Alves com altas amplitudes, o que também é observado no mapa do gradiente vertical (Figura 6-11, a).

O mapa do gradiente horizontal total e o ISA-GHT (Figuras 6-11, b e d), cujos principais atributos são realçar bordas de corpos contrastantes, exibem tanto as anomalias correspondentes aos lineamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, que limitam a porção central do APG, como as anomalias relacionadas aos Lineamentos Guapiara e do Rio Piquiri.

São observados ainda nas figuras 6-11, b e d altos gravimétricos relativos coincidentes ainda que parcialmente com a ZCL, limite entre os terrenos Apiaí e Curitiba na porção nordeste da na área de estudo.

6.1.1 Gravimetria terrestre

Os perfis Bouguer (item 5.1, Figuras 5-5 a 5-8) foram projetados de modo a possibilitar sua integração com os dados magnéticos e geológicos, facilitando o processo da modelagem. A representação dos perfis projetados associada as estruturas regionais de Zalán *et al.*(1987), pode ser observada na Figura 6-12.

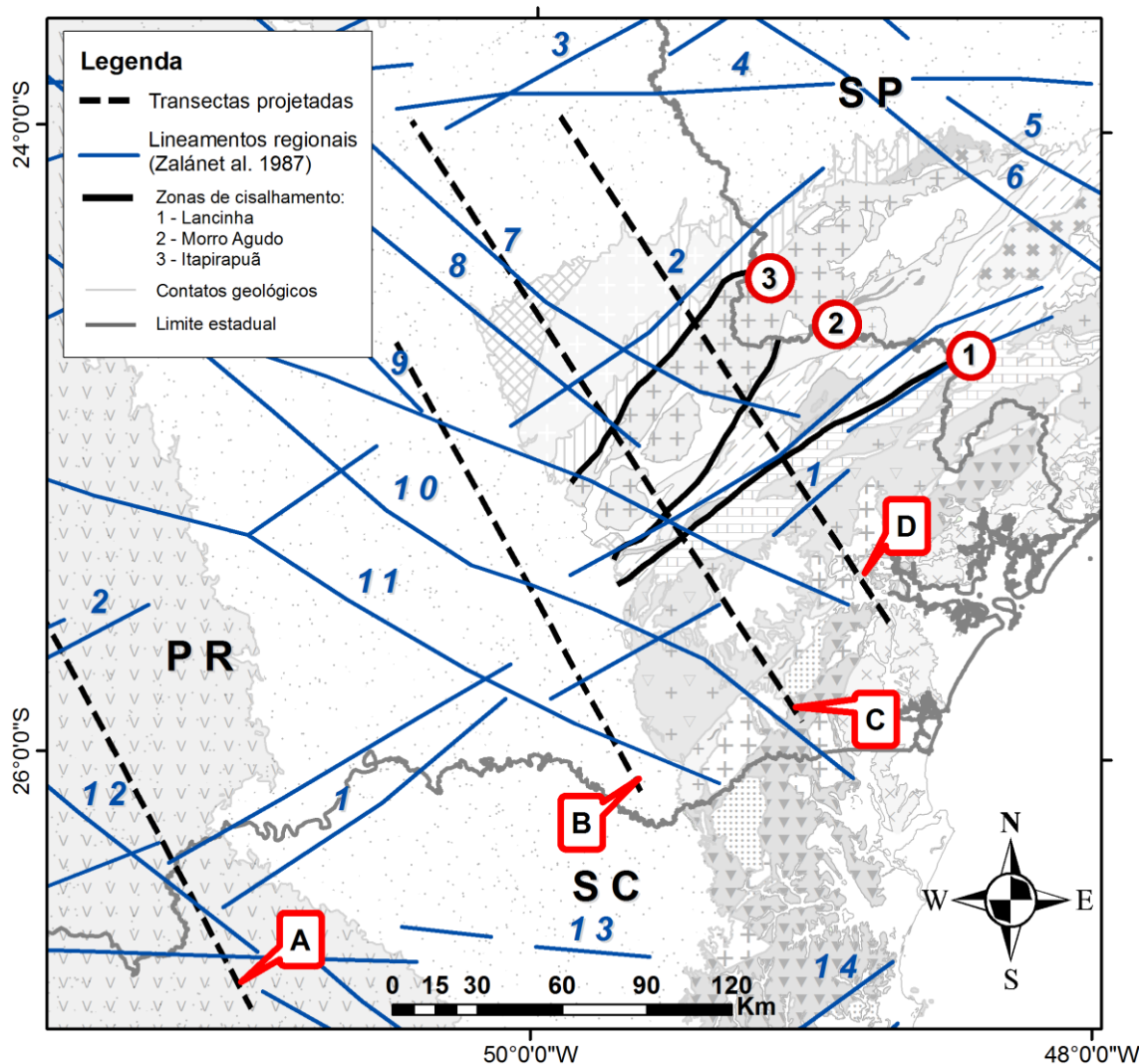


Figura 6-12: Localização dos perfis projetados de anomalias Bouguer sobre a base geológica da CPRM (2001), indicando as zonas de cisalhamento Lancinha (1), Morro Agudo (2) e Itapirapuã (3), identificadas por círculos vermelhos e as principais estruturas apresentadas por Zalán *et al.* (1987) em azul: 1) Zona de Falha Lancinha-Cubatão, 2) Zona de Falha Taxaquara, 3) Falha Jacutinga, 4) Lineamento São Sebastião, 5) Zona de Falha de Guapiara, 6) Falha de São Jerônimo-Curiúva, 7) Zona de Falha Curitiba-Maringá, 8) Arco de Ponta Grossa, 9) Falha do Rio Alonzo, 10) Zona de Falha Cândido de Abreu-Campo Mourão, 11) Lineamento Rio Piquiri, 12) Zona de Falha Caçador, 13) Lineamento Taquara Verde, 14) Zona de Falha Blumenau-Soledade.

Nas porções onde se observou a sobreposição de dados, resultante da projeção dos perfis, os valores foram das Anomalias Bouguer foram interpolados, evitando assim anomalias espúrias.

Os perfis projetados foram confrontados com o perfil magnético reduzido ao polo e com os perfis extraídos dos mapas de realce da Figura 6-6 com o objetivo de verificar as possíveis relações entre os sinais geofísicos e a geologia de superfície.

O resultado é apresentado nas Figuras de 6-13 a 6-16, onde e suas relações com as unidades geológicas e as estruturas definidas por Zalán *et al.* (1987) são brevemente comentadas.

Como esclarecimento, vale mencionar que o termo Zona de Falha Lancinha-Cubatão (ZFLC) é utilizado com referência aos lineamentos interpretados por Zalán *et al.* (1987). Ao traçado interpretado no presente estudo, referente à mesma estrutura, é utilizado o termo Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL).

6.1.1.1 Transecta A

A Figura 6-13 apresenta os perfis relacionados a transecta “A”, cuja localização é indicada na Figura 6-12.

O perfil Bouguer (Fig. 6-13, a) inicia a NW com valores da ordem de -98 mGal, mostrando um baixo gravimétrico com amplitudes entre -103 mGal e -97 mGal, limitado pela Zona de Falha Taxaquara (Zalán *et al.* 1987). Este baixo gravimétrico tem relação com altos magnéticos relativos dos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-13.

Seguindo rumo a Sudeste, é observado um aumento da ordem de 20 mGal nos valores Bouguer, constituindo um patamar que se mantém entre -82 e -84 mGal, configurando um alto gravimétrico entre os limites SE da Zona de Falha Taxaquara (ZFT) e NW da Zona de Falha Lancinha-Cubatão (ZFLC).

Neste segmento dominam anomalias magnéticas de amplitudes variáveis, reflexo de possíveis estruturas não indicadas pela geologia de superfície na escala de trabalho. Uma feição de interesse é indicada por altos magnéticos no centro do referido alto gravimétrico, como se observa nos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-13.

A Zona de Falha Lancinha-Cubatão (Fig. 6-12) é caracterizada por um baixo gravimétrico com amplitudes entre -93 mGal e -76 mGal. De forma semelhante ao descrito anteriormente, este baixo gravimétrico se relaciona com as maiores amplitudes magnéticas registradas nos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 4-33.

O segmento entre a Zona de Falha Caçador e o limite SE da ZFLC (Fig. 6-13) é caracterizado por um alto gravimétrico relativo (Fig. 6-13, a), em correspondência a um máximo de GHT (Fig. 6-13, d). Por outro lado, neste segmento, o comportamento magnético dos perfis “b”, “c” e “e” é semelhante, indicando uma queda abrupta para Sudeste.

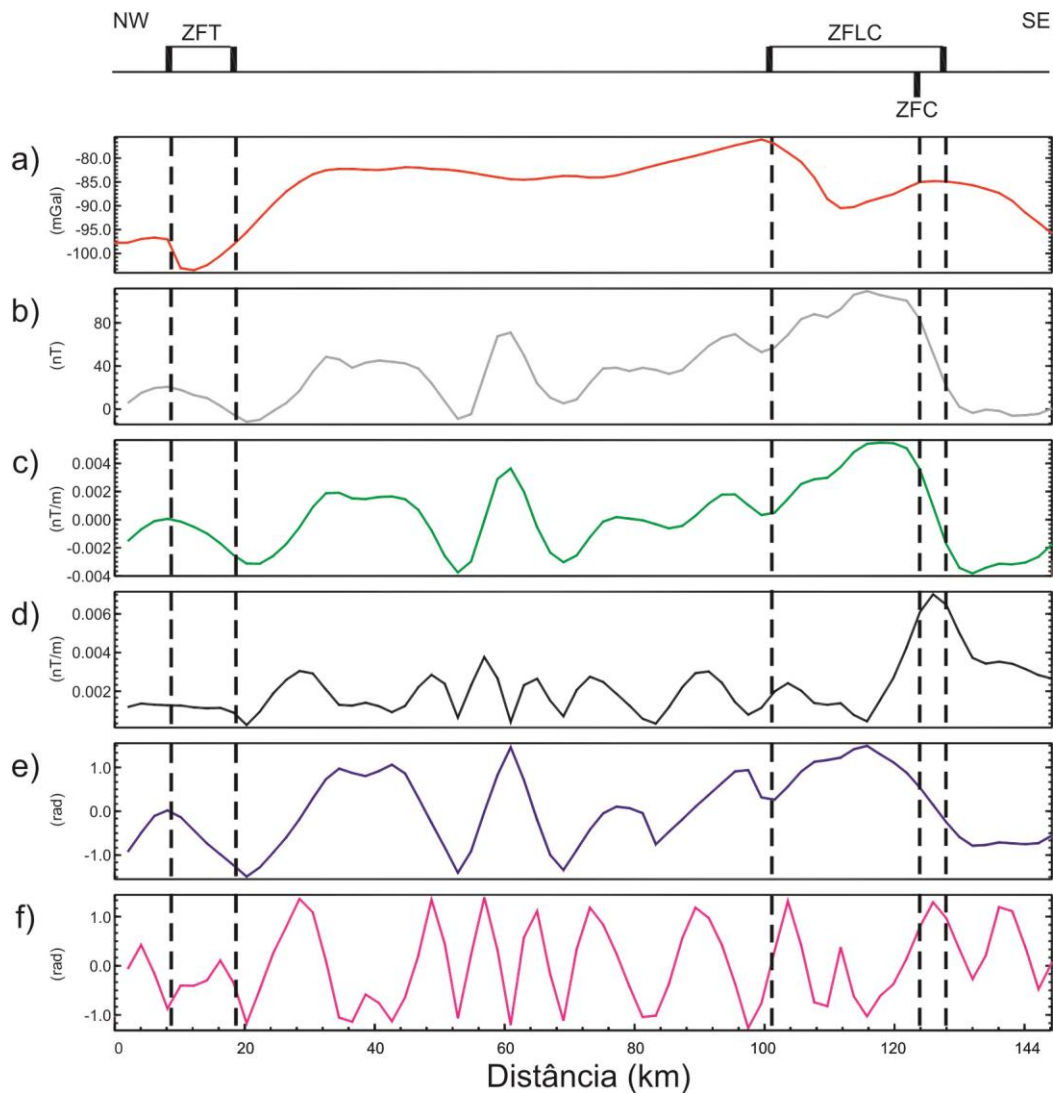


Figura 6-13: Perfil de anomalias Bouguer da transecta “A” empilhado sobre o perfil magnético RTP continuado a 2000 m e dos produtos de realce continuados para cima a 5000 m: a) anomalia Bouguer , (b) magnética RTP , (c) gradiente vertical (GZ) , (d) gradiente horizontal total (GHT) , (e) inclinação do sinal analítico (ISA) e f) inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT). Principais estruturas (preto tracejado): ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZFC, Zona de Falha Caçador (ZALÁN *et al.* 1987).

6.1.1.2 Transecta B

A Figura 6-14 mostra os perfis da transecta “B”, cuja localização é indicada na Figura 6-11. A cobertura aerogeofísica disponível na área de estudo, alcança apenas 40% da extensão total desta transecta, o que permite uma associação parcial do perfil Bouguer com os perfis magnéticos, como observado na Figura 6-14.

O perfil Bouguer exibe um baixo gravimétrico (-66 mGal) associado à Falha do Rio Alonzo e um alto relativo (-64 mGal) associado ao prolongamento do lineamento NW da Zona de Falha Taxaquara (ZFT).

A partir deste alto, entre os lineamentos da Zona de Falha Taxaquara, os valores decrescem até um mínimo de -68 mGal e vão aumentando em direção a

Sudeste configurando um alto relativo (-65 mGal), para novamente decrescer (-75 mGal) sobre o Complexo Batolítico Cunhaporanga.

Um alto contíguo (-66 mGal) é relacionado à Faixa Itaiacoca na proximidade da Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI). O baixo subsequente (-72 mGal) é relacionado ao Complexo Batolítico Três Córregos, cujo limite Sudeste configura um alto associado ao lineamento da Zona de Falha Lancinha-Cubatão (ZFLC), o qual alcança -62,5 mGal.

O baixo gravimétrico subsequente (-68 mGal) é limitado a SE pela região central da ZFLC, coincidente com o prolongamento da ZCL (-61 mGal), o qual corresponde a altos magnéticos relativos dos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-14.

O compartimento limitado pela região central da ZCL e o Lineamento Rio Piquiri é caracterizado por um baixo gravimétrico, cujo mínimo (-74 mGal) coincide com o limite Sudeste da ZFLC. Tal compartimento se reflete por valores magnéticos muito baixos nos perfis “b”, “c”, “d” e “f” (Fig. 6-12).

A resposta gravimétrica do Lineamento “1” identificado nos mapas de realce, corresponde a uma leve inflexão na anomalia Bouguer, a qual marca o início do gradiente nos perfis magnéticos que culminam nas proximidades do Lineamento Rio Piquiri.

O extremo SE do perfil Bouguer é caracterizado por um alto da ordem de -55 mGal, com notável correspondência a altos magnéticos em todos os perfis da Figura 6-14.

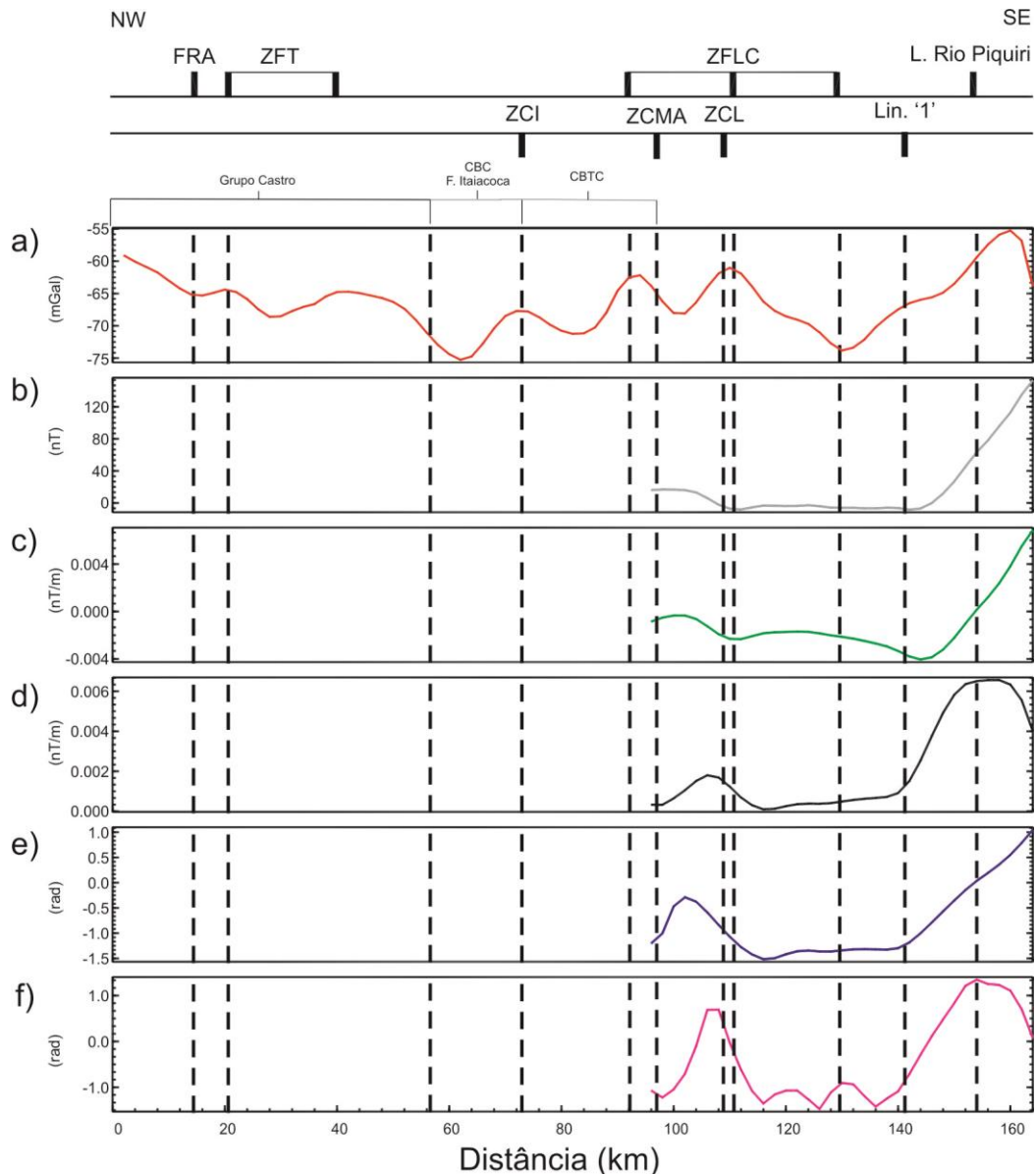


Figura 6-14: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “B” empilhado sobre o perfil magnético RTP continuado a 2000 m e dos produtos de realce continuados para cima a 5000 m: a) anomalia Bouguer, (b) magnética RTP, (c) gradiente vertical (GZ), (d) gradiente horizontal total (GHT), (e) inclinação do sinal analítico (ISA) e f) inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT). Principais estruturas (preto tracejado): FRA, Falha do Rio Alonzo; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha. Principais intrusões: CBC – Complexo Batolítico Cunhaporanga, CBTC – Complexo Batolítico Três Córregos.

6.1.1.3 Transecta C

A transecta “C” inicia a NW na Bacia do Paraná e prossegue para SE sobre o Cinturão Ribeira envolvendo os terrenos Apiaí, Curitiba e a borda Nordeste do terreno Luis Alves (Fig. 6-15). De forma semelhante à transecta anterior, os dados aerogeofísicos cobrem parcialmente sua extensão.

O perfil Bouguer inicia com valores da ordem de -67 mGal sobre a Bacia do Paraná e aumentam à medida que o perfil se aproxima do embasamento a SE. Observa-se um alto quando o perfil intercepta a Zona de Falha Curitiba-

Maringá (- 43 mGal) e, sobre o Grupo Castro, as amplitudes configuram um alto atingindo -41 mGal, o que corresponde a baixos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-13.

No contexto do alto gravimétrico do Grupo Castro, um baixo relativo da ordem de 3 mGal parece estar relacionado com as associações sedimentares que integram o grupo.

O baixo subsequente atinge -56,3 mGal e marca o limite do Grupo Castro com o Complexo Batolítico Cunhaporanga definido pela Falha de Castro (TEIXEIRA *et al.* 2004), e se relaciona com os altos magnéticos dos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-15, os associados ao Complexo Batolítico Cunhaporanga.

Na porção central do perfil Bouguer um alto gravimétrico de -43 mGal ocorre nos domínios da Faixa Itaiacoca, nas proximidades com a Falha de Itapirapuã (Fig. 6-13). Seguindo para SE é observado um baixo gravimétrico de 20 mGal de amplitude, limitado a NW pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã e a SE pela Zona de Cisalhamento Morro Agudo, o qual atinge -65 mGal. Tal feição é relacionada com o Complexo Batolítico Três Córregos.

Um alto relativo da ordem de -54 mGal é observado sobre a Falha de Morro Agudo, a qual configura o limite NW de um baixo gravimétrico, associado ao Granito do Cerne, o qual se relaciona a altos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-13.

A Zona de Cisalhamento Lancinha limita a NW um alto gravimétrico que se prolonga até a Falha do Passaúna (SALAMUNI *et al.* 2004). Tal feição, relacionada ao Complexo Atuba na borda Nordeste do Terreno Curitiba, atinge -43 mGal e encontra correspondência nos perfis “b” e “c” na forma de baixos magnéticos.

O baixo gravimétrico subsequente é limitado a NW pela Falha do Passaúna e prossegue até a proximidade com Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara a SE. Este baixo mostra correspondência com os baixos magnéticos dos perfis “b”, “c” e “e” (Fig. 6-13), podendo ser relacionados à Bacia de Curitiba e a feições de seu embasamento.

No extremo Sudeste do perfil Bouguer é observado o pico de maior amplitude (-40,6 mGal) próximo ao limite entre os terrenos tectônicos Curitiba e Luis Alves Zona, definido pela Zona de Cisalhamento Piên.

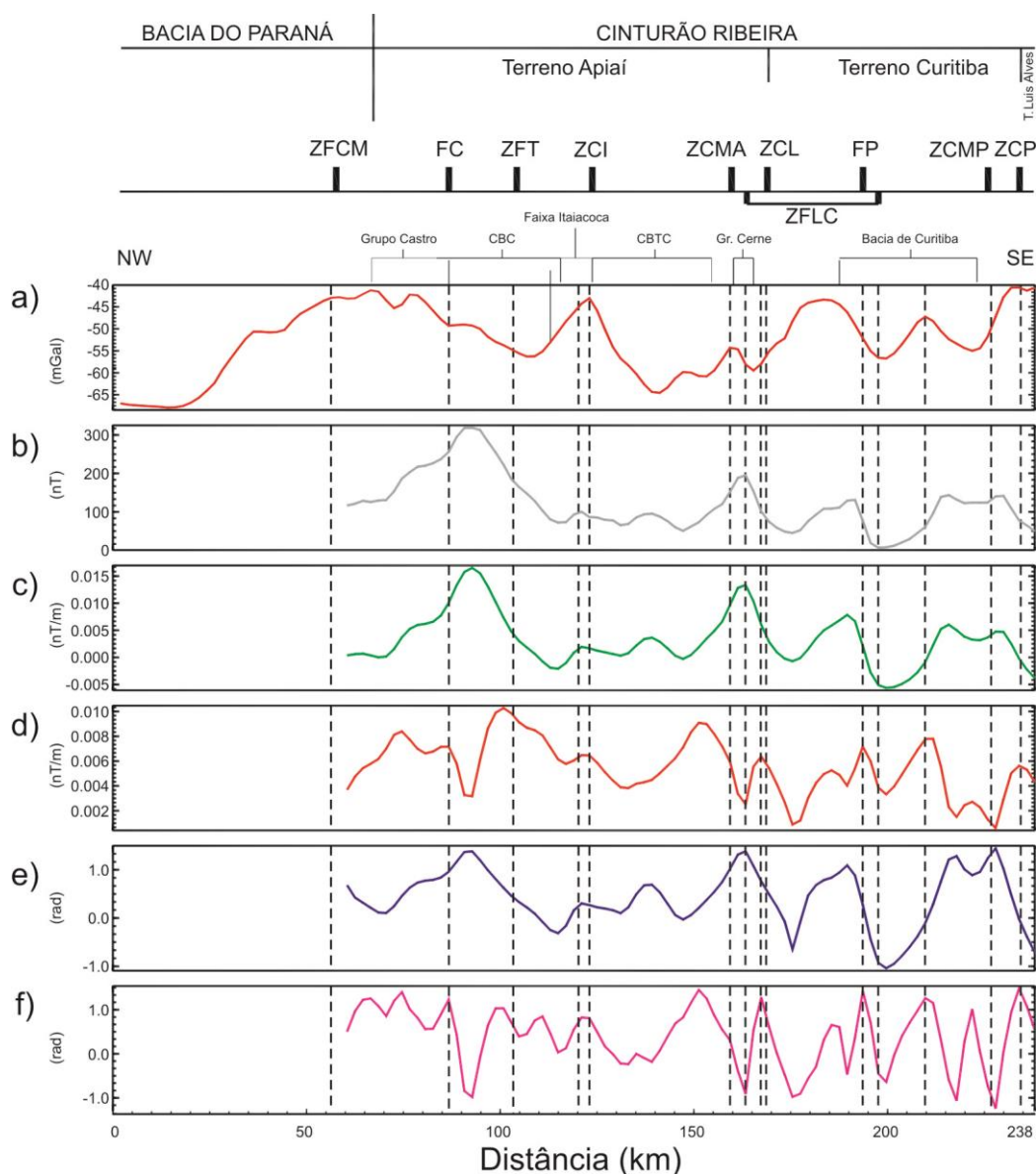


Figura 6-15: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “C” empilhado sobre o perfil magnético RTP continuado a 2000 m e dos produtos de realce continuados para cima a 5000 m: a) anomalia Bouguer, (b) magnética RTP, (c) gradiente vertical (GZ), (d) gradiente horizontal total (GHT), (e) inclinação do sinal analítico (ISA) e f) inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT). Principais estruturas (preto tracejado): ZFCM, Zona de Falha Curitiba-Maringá; FC, Falha de Castro; ZFT, Zona de Falha Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itaipirapuã; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZFLC, Zona de Falha da Lancinha – Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; FP, Falha do Passaúna; ZCMP, Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara; ZCP, Zona de Cisalhamento Piên. Principais intrusões: CBC – Complexo Batolítico Cunhaporanga, Complexo Batolítico Três Córregos.

6.1.1.4 Transecta D

A transecta “D” inicia a NW na Bacia do Paraná e finaliza na região do Cinturão Ribeira e de forma semelhante à anterior e de forma semelhante é parcialmente coberta pela aerogeofísica.

Inicialmente o perfil Bouguer mostra um patamar, com amplitudes variando entre -75 e -66 mGal, desde seu extremo NW na bacia até a ZFT nas

proximidades do limite Sudeste do Complexo Batolítico Cunhaporanga (Fig. 6-14). Entre a ZFT e a ZCI se observa um aumento dos valores Bouguer de -65 para -54 mGal, correspondente a baixos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e” da Figura 6-15. Tal feição é associada a Faixa Itaiacoca.

Um aumento na amplitude para -46 mGal configura um alto gravimétrico relativo sobre a borda NW do Complexo Batolítico Três Córregos correspondente a altos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e”, os quais parecem ter seus limites definidos por dois picos nos perfis “d” e “f”, sendo limite NW coincidente com a ZCI.

Um baixo gravimétrico relativo, da ordem de -46 mGal, pode ser observado entre os lineamentos da ZFLC, o qual corresponde baixos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e”. Esta feição se relaciona ao Anticlinal do Setuva, estrutura em cuja porção central aflora o Complexo Atuba, unidade de seu embasamento.

A porção SE do perfil Bouguer é marcada por um alto gravimétrico expressivo, com valores variando entre -33 para 32 mGal, cujo máximo é relacionado ao Complexo Granulítico do Terreno Luis Alves, a Sudeste da Zona de Cisalhamento Piên (Fig. 6-16, a). Esta feição encontra correspondência com altos magnéticos nos perfis “b”, “c” e “e”.

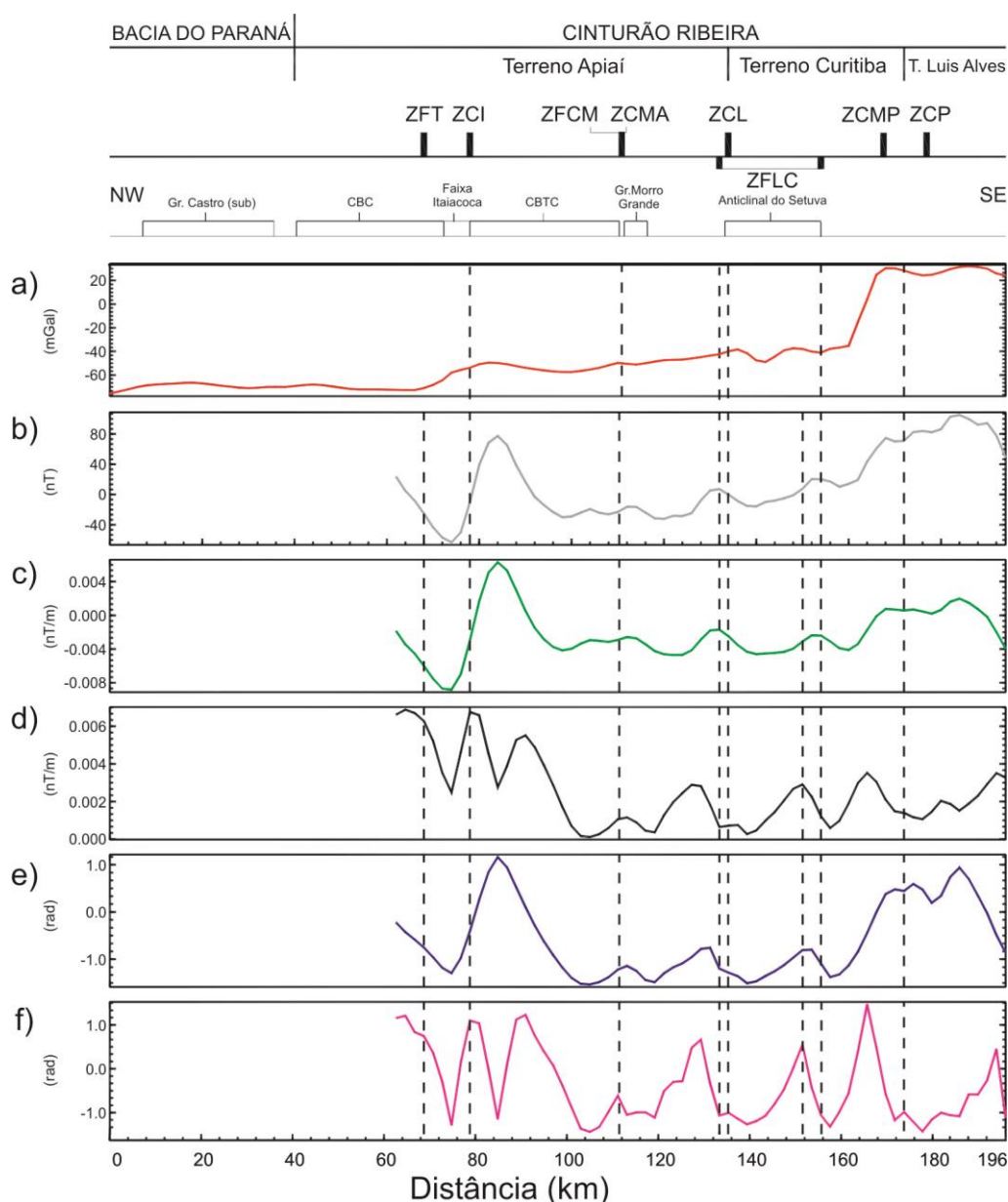


Figura 6-16: Perfil de Anomalias Bouguer da transecta “D” empilhado sobre o perfil magnético RTP continuado a 2000 m e dos produtos de realce continuados para cima a 5000 m: a) anomalia Bouguer, (b) magnética RTP, (c) gradiente vertical (GZ), (d) gradiente horizontal total (GHT), (e) inclinação do sinal analítico (ISA) e (f) inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT). Principais estruturas (preto tracejado): ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itaipirapuã; ZFCM, Zona de Falha Curitiba-Maringá; ZFLC, Zona de Falha Lancinha Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCMP, Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara; ZCP, Zona de Cisalhamento Piên. Principais intrusões: CBC – Complexo Batolítico Cunhaporanga, Complexo Batolítico Três Córregos.

6.2 Análise semiquantitativa

6.2.1 Deconvolução de Euler - dados aeromagnéticos

O método de deconvolução de Euler foi aplicado aos dados do campo magnético anômalo (CMA) para os modelos dique e contatos. O resultado que mostrou maior correspondência com o arcabouço magnético-estrutural interpretado foi o obtido pelo o modelo de contato, (índice estrutural = 0), com tolerância máxima de profundidade igual a 3% e tamanho de janela igual a 10, equivalente a 5000 m para o tamanho de célula utilizado (500 X 500 m).

O mapa resultante pode ser observado na Figura 6-15 a seguir.

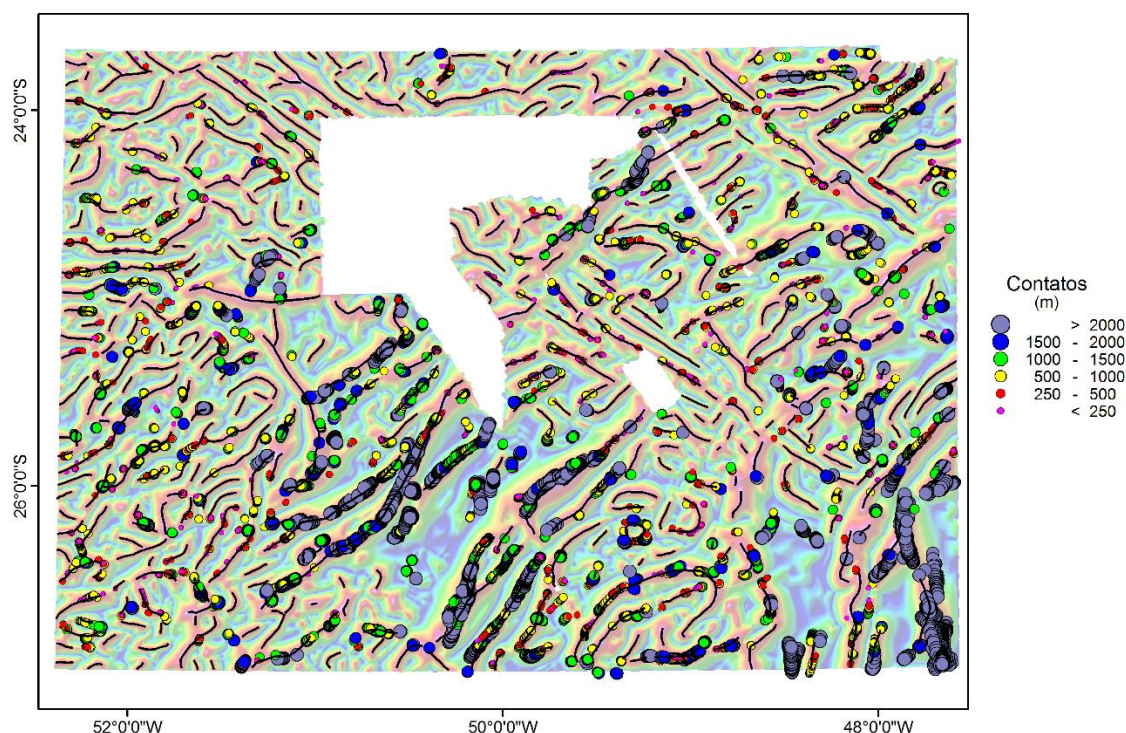


Figura 6-17: Mapa da distribuição das soluções de Euler, sobreposto ao mapa de realce ISA-GHT, com indicação da interpretação qualitativa do arcabouço estrutural (linhas pretas). As linhas brancas indicam o limite do Cinturão Ribeira com a Bacia do Paraná, limites da Formação Serra Geral e a linha de costa.

Além de validar traçados da interpretação qualitativa, as soluções de Euler apontaram profundidades de fontes magnéticas de estruturas como a Zona de Falha de Taxaquara, com fontes localizadas a profundidades maiores de 2000 m, tanto em sua porção aflorante como sob a bacia.

As soluções também corroboraram com a interpretação da convergência das zonas de cisalhamento Lancinha e Itapirapuã, além de indicar para ambas estruturas profundidades maiores de 2000 m, em sua porção coberta pela bacia.

Para o Lineamento "1", indicado na análise qualitativa, foram calculadas profundidades de fontes maiores do que 2000 m, tanto na área da bacia como no embasamento adjacente, indicando a relevância desta estrutura.

6.2.2 Análise espectral e separação regional-residual dos dados aeromagnéticos

O espectro de potência radial dos dados magnéticos foi gerado no intuito de decompor o sinal magnético e discriminar níveis de profundidade distintos, separando as fontes profundas, de maior comprimento de onda, das fontes rasas de maior frequência.

A Figura 6-18 exibe o espectro de potência radial da área de estudo, gerado a partir mapa do campo magnético anômalo (CMA), no qual são observados segmentos da curva espectral, marcados por mudanças de inclinação. Estas divisões possibilitaram a separação do espectro nos seguintes intervalos:

- Fontes profundas: referentes ao maior declive da função espectral, com comprimentos de onda maiores que 32 km e profundidades entre 9 e 20 km;
- Fontes intermediárias: identificadas entre os comprimentos de onda de 16 km e 32 km, com profundidades entre 7,4 e 9,2 km;
- Fontes rasas: caracterizadas por comprimentos de onda entre 5,7 e 16 km e profundidades médias de 2,2 km; e
- Ruídos: marcados pela menor declividade da função espectral, com comprimentos de onda inferiores a 5,7 km e profundidades variadas, menores que 2,2 km.

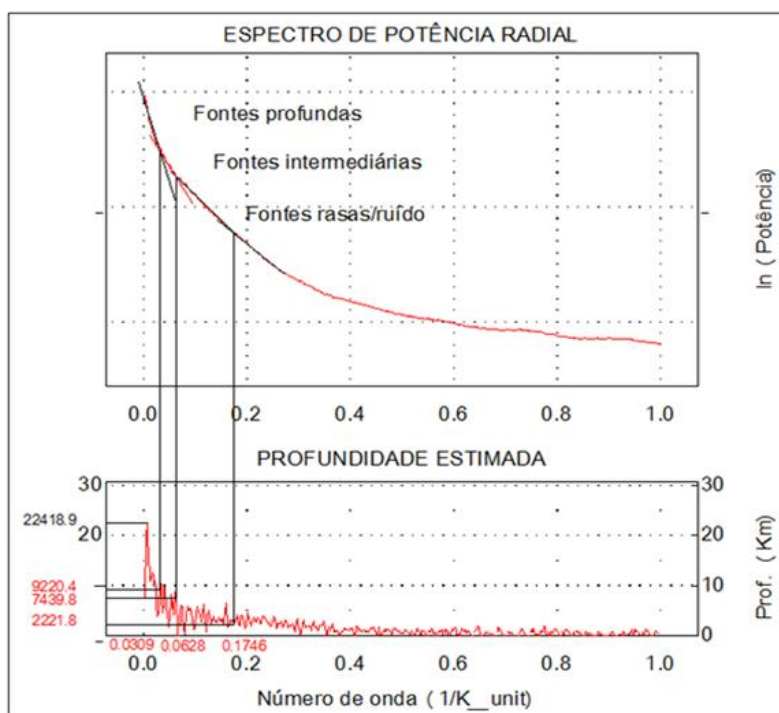


Figura 6-18: Espectro de potência radial da área de estudo gerado a partir do mapa CMA.

Tendo em vista a geração dos mapas de fontes profundas e fontes intermediárias, foram aplicados filtros de corte aos dados do CMA, cujos comprimentos de onda foram obtidos a partir da análise espectral.

Foram aplicados os filtros passa-baixa (*low pass*), com comprimento de onda maior que 32000 m, e passa-banda (*band pass*) com comprimento de onda entre 32000 e 16000 m.

Na intenção de verificar a correspondência das estruturas regionais de superfície com as anomalias de grande comprimento de onda, foram sobrepostos ao mapa de fontes profundas os alinhamentos regionais propostos por Zalán (*et al.* 1987) e os limites dos terrenos tectônicos. Esta combinação pode ser observada na Figura 6-19.

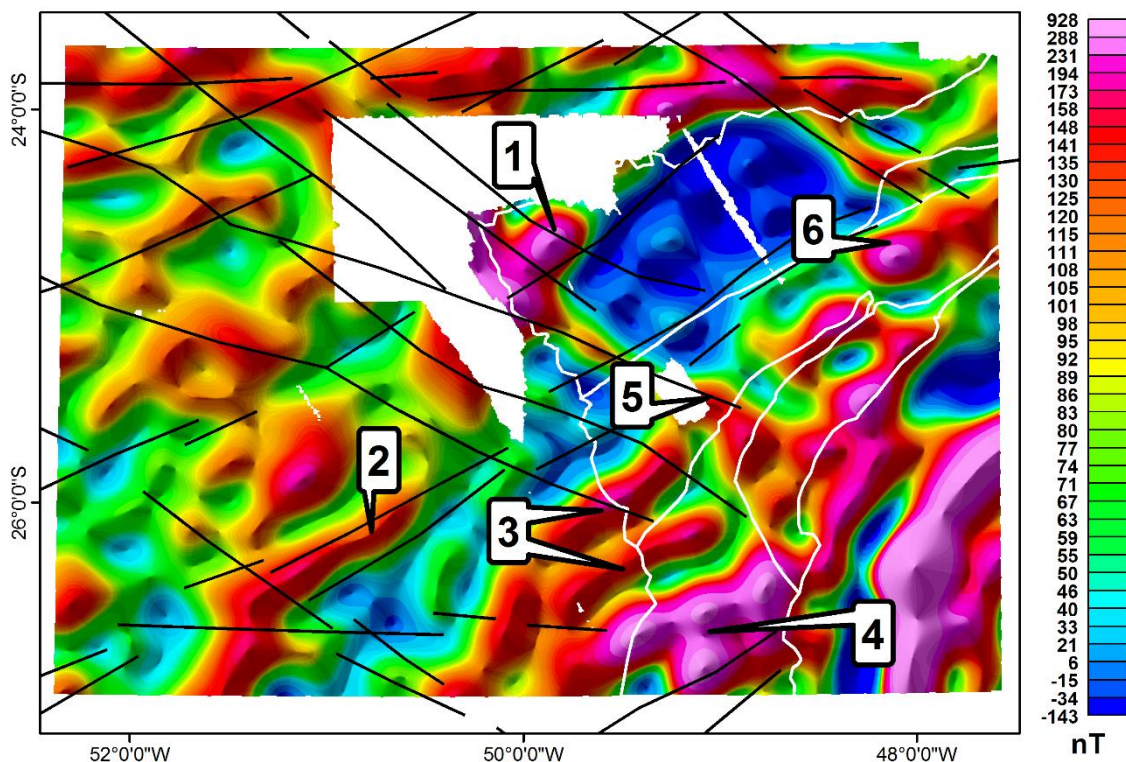


Figura 6-19: Mapa magnético de fontes profundas, com indicação dos lineamentos de Zalán (1987). Feições geológicas de superfície associadas: 1) Complexo Granítico Cunhaporanga, 2) Prolongamento da Zona de Cisalhamento Lancinha sob a Bacia do Paraná, 3) Zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara (Norte) e Piên (Sul), 4) Complexo Granulítico Luis Alves, 5) Lineamento do Rio Alonzo e 6) Complexo Alcalino de Jacupiranga. As linhas brancas indicam o limite do Cinturão Ribeira com a Bacia do Paraná e a linha de costa.

A anomalia 1 é relacionada ao Complexo Granítico Cunhaporanga e pode estar associada à uma estrutura profunda ligada a sua intrusão. A proximidade com a Zona de Falha de Taxaquara sugere uma possível associação em profundidade. Outra hipótese seria a influência de contribuições do Arco de Ponta Grossa.

A anomalia 2 está relacionada com o prolongamento da ZCL sob a Bacia do Paraná após sua convergência com a ZCI em subsuperfície. Vale ressaltar que na região de maior influência das intrusões do APG esta assinatura não é percebida no mapa de fontes profundas.

O número 3 identifica as anomalias relacionadas a Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara e a Zona de Cisalhamento Piên. É observada a

propagação destas estruturas sob a bacia, até sua interceptação por outra anomalia de direção aproximada NNE.

A porção sul do Complexo Granulítico Luis Alves, na área de estudo, é indicada pela anomalia 4 de alta amplitude.

A anomalia 5 identifica o Lineamento do Rio Alonzo, limite sudeste da porção central do APG e a anomalia 6 indica o Complexo Alcalino de Jacupiranga.

De forma semelhante, o mapa magnético de fontes intermediárias mostra correspondência das anomalias de menor comprimento de onda, associadas a fontes mais rasas. Com base nesta associação, foi sobreposto ao mapa magnético das fontes intermediárias, o arcabouço magnético-estrutural interpretado (Figura 6-7). O resultado é exibido na Figura 6-20.

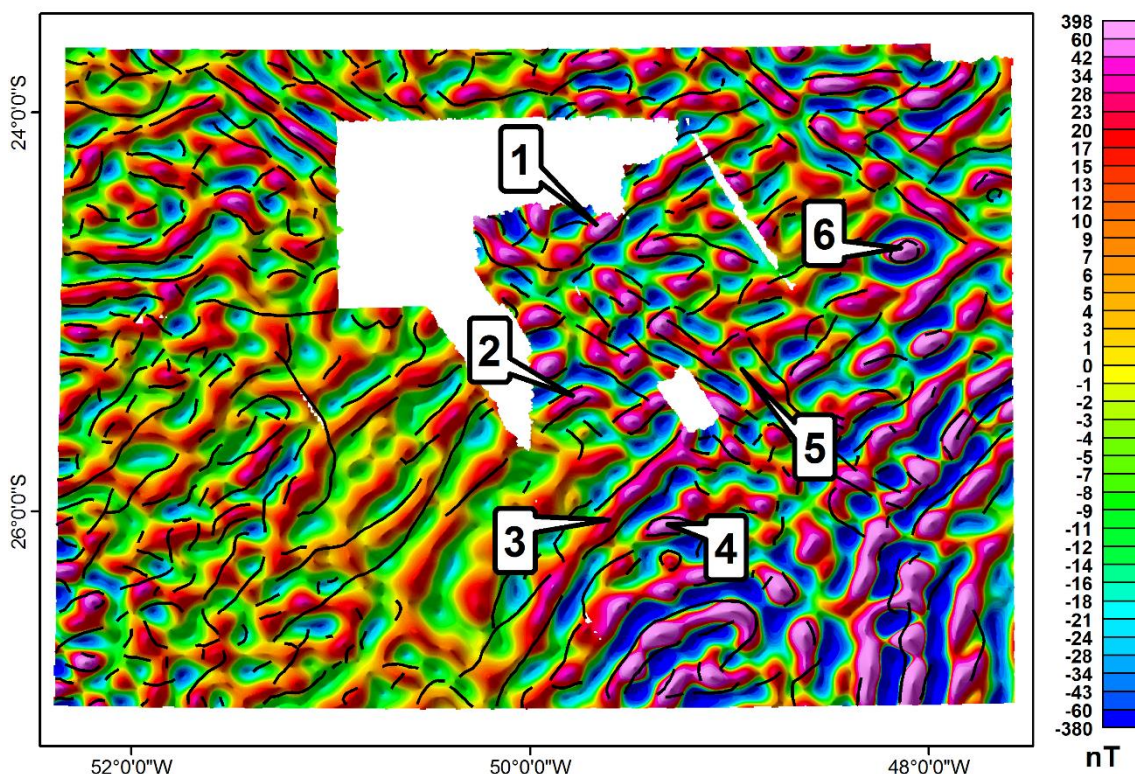


Figura 6-20: Mapa magnético de fontes intermediárias, com o arcabouço magnético – estrutural interpretado. Feições geológicas de superfície associadas: 1) Zona de Falha de Taxaquara, 2) Prolongamento da Zona de Cisalhamento Lancinha sob a Bacia do Paraná, 3) Lineamento “1”, 4) Zona de Cisalhamento Piên, 5) Lineamento do Rio Alonzo e 6) Complexo Alcalino de Jacupiranga. As linhas brancas indicam o limite do Cinturão Ribeira com a Bacia do Paraná e a linha de costa.

A Zona de Falha de Taxaquara é indicada pela anomalia 1, a qual se prolonga tanto para NE como para SW sob a cobertura da bacia. De forma semelhante a Anomalia 2, marca a ZCL tanto em sua porção aflorante como sob a bacia.

A anomalia 3 resalta a assinatura do lineamento 1 definido na análise qualitativa, com destaque para sua propagação sob a bacia em profundidade. A Zona de cisalhamento Piên é destacada pela anomalia 4.

A anomalia 5 destaca o Lineamento Rio Alonzo, indicado mais claramente do que no mapa de fontes profundas e a anomalia 6 indica o Complexo Alcalino de Jacupiranga.

6.2.3 Separação regional residual pelo espectro de potência 2-D - dados gravimétricos terrestres

A aplicação da análise espectral 2-D nos dados gravimétricos terrestres teve como objetivo a separação regional- residual, onde a decomposição do sinal gravimétrico visa a distinção de anomalias de maior comprimento de onda atribuídas à contribuição de fontes profundas, das anomalias de alta frequência, referentes às fontes mais rasas.

Os produtos deste processo, propiciaram a modelagem dos dados gravimétricos em duas fases: a modelagem regional, na qual são considerados grandes comprimentos de onda, relacionados à influência de feições profundas da crosta, e modelagem residual, referente a sinais de alta frequência associados às feições mais rasas.

Tradicionalmente, a técnica da análise espectral é utilizada para a estimativa de profundidades de fontes geradoras de anomalias. No entanto tal procedimento leva em conta o comprimento de onda das anomalias tanto no eixo x como no eixo y. Sua aplicação a perfis gravimétricos, fica restrita a separação regional-residual.

A observação da inclinação do espectro de potência de cada transecta indicou os comprimentos de onda que possibilitaram a decomposição do sinal gravimétrico em três níveis distintos: fontes profundas, fontes intermediárias e fontes rasas/ruídos.

Com base nos valores obtidos, foram aplicados aos perfis Bouguer os filtros: passa baixa (*low-pass*), cujo atributo é cortar as frequências mais altas, resultando no sinal das fontes profundas; passa banda (*band-pass*), cujo atributo é filtrar os dados com base num intervalo de corte, resultando no sinal das fontes intermediárias; e passa-alta (*high-pass*), que preserva os componentes de alta frequência acima de determinado comprimento de onda, resultando no sinal das fontes mais rasas.

Para a aplicação dos filtros mencionados foi utilizado o valor do comprimento de onda relativo a cada nível de profundidade, valor dado pelo inverso do número de onda (eq. 20).

$$1/\text{número de onda} \quad (20)$$

Para a transecta A foram consideradas como sinal de fontes profundas as anomalias com comprimento de onda maior do que 37.037 m, fontes intermediárias entre 37.037 e 4.878 m, e fontes rasas as anomalias com comprimento de onda menor que 4.878 m. A Figura 6-21 mostra o gráfico do espectro com os números de onda.

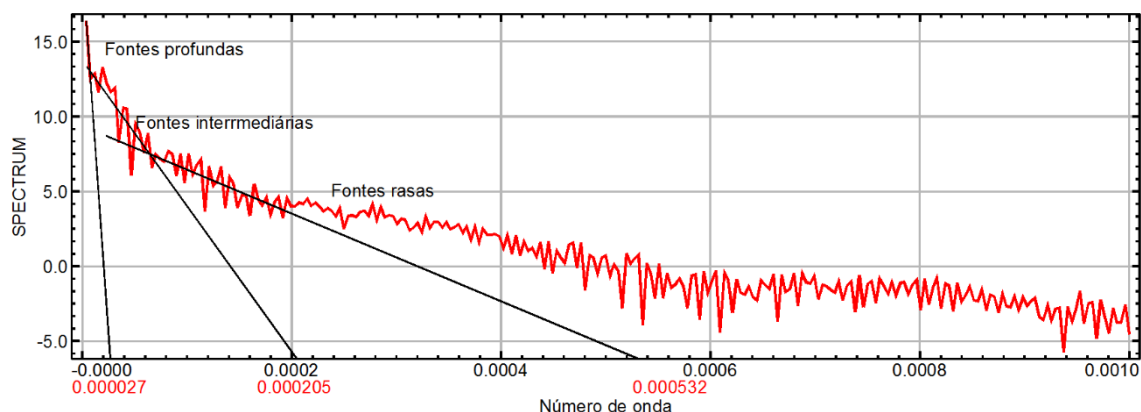


Figura 6-21: Espectro de potência da transecta A com indicação dos comprimentos de onda.

Na análise do espectro da transecta B foram consideradas como sinal de fontes profundas as anomalias com comprimento de onda maior que 22.727 m, fontes intermediárias entre 22.727 e 2.777 m, e fontes rasas as anomalias com comprimento de onda menor que 2.127 m. A Figura 6-22 mostra o gráfico do espectro com os números de onda.

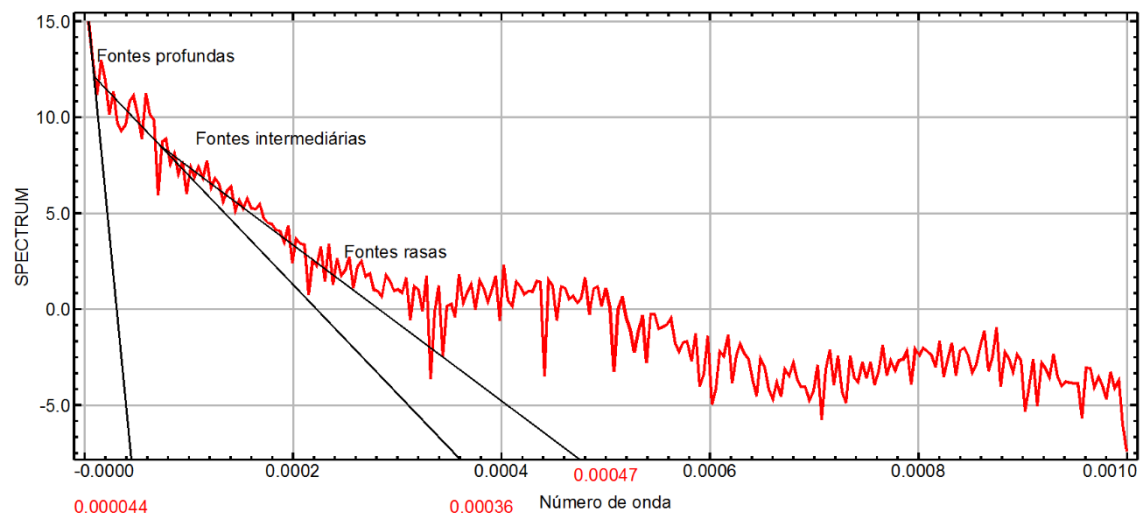


Figura 6-22: Espectro de potência da transecta B com indicação dos comprimentos de onda utilizados nas filtrações.

Na transecta C foram as fontes profundas foram atribuídas às anomalias com comprimento de onda maior que 62.500 m, fontes intermediárias entre 62.500 e 3.802 m e fontes rasas as anomalias com comprimento de onda menor que 2.127 m. A Figura 6-23 mostra o gráfico do espectro com os números de onda utilizados para o corte.

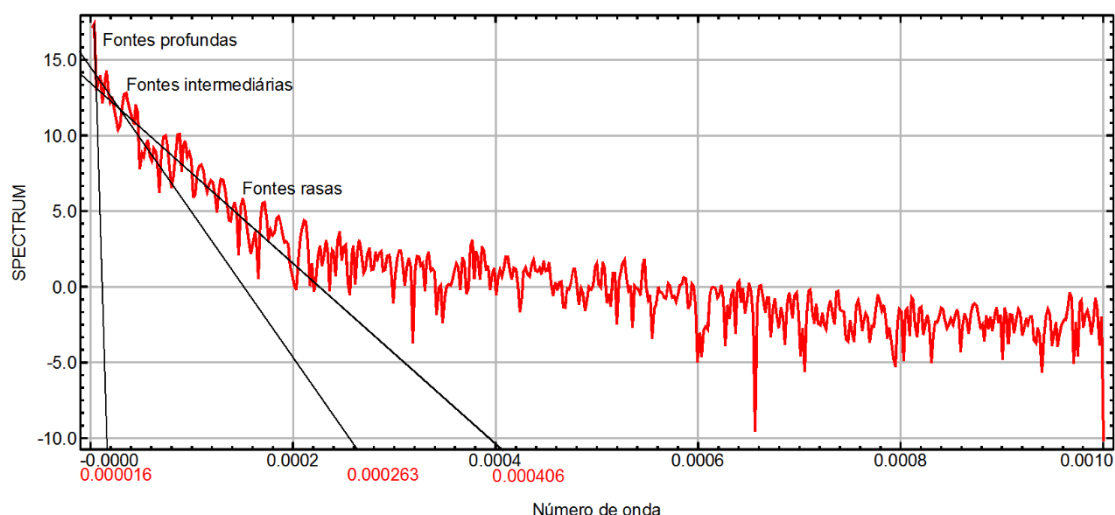


Figura 6-23: Espectro de potência da transecta C com indicação dos comprimentos de onda utilizados nas filtragens.

No espectro da transecta D, as fontes profundas foram atribuídas às anomalias com comprimento de onda maior que 26.315 m, fontes intermediárias entre 26.315 e 3.597 m, e fontes rasas as anomalias com comprimento de onda menor que 3.597 m. A Figura 6-24 mostra o gráfico do espectro com os números de onda.

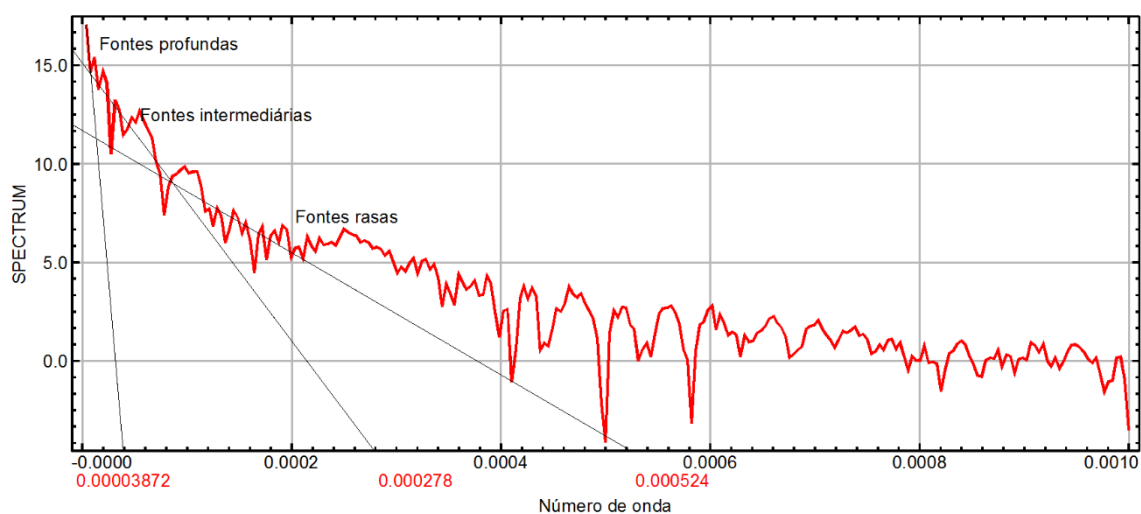


Figura 6-24: Espectro de potência da transecta D com indicação dos comprimentos de onda utilizados nas filtragens.

A partir da média dos comprimentos de onda obtidos foram estabelecidos os valores de corte a serem utilizados nos filtros para a separação regional residual.

O valor de comprimento de onda estabelecido para as fontes profundas foi de acima de 37.144 m, o intervalo para as fontes intermediárias foi definido entre 37.144 e 3.763 m, e o valor para as fontes rasas foi de comprimentos de onda menores que 3.763 m.

Com base nestes valores foi realizada a separação regional residual das quatro transectas exibidos a seguir nas figuras 6-25 a 6-28.

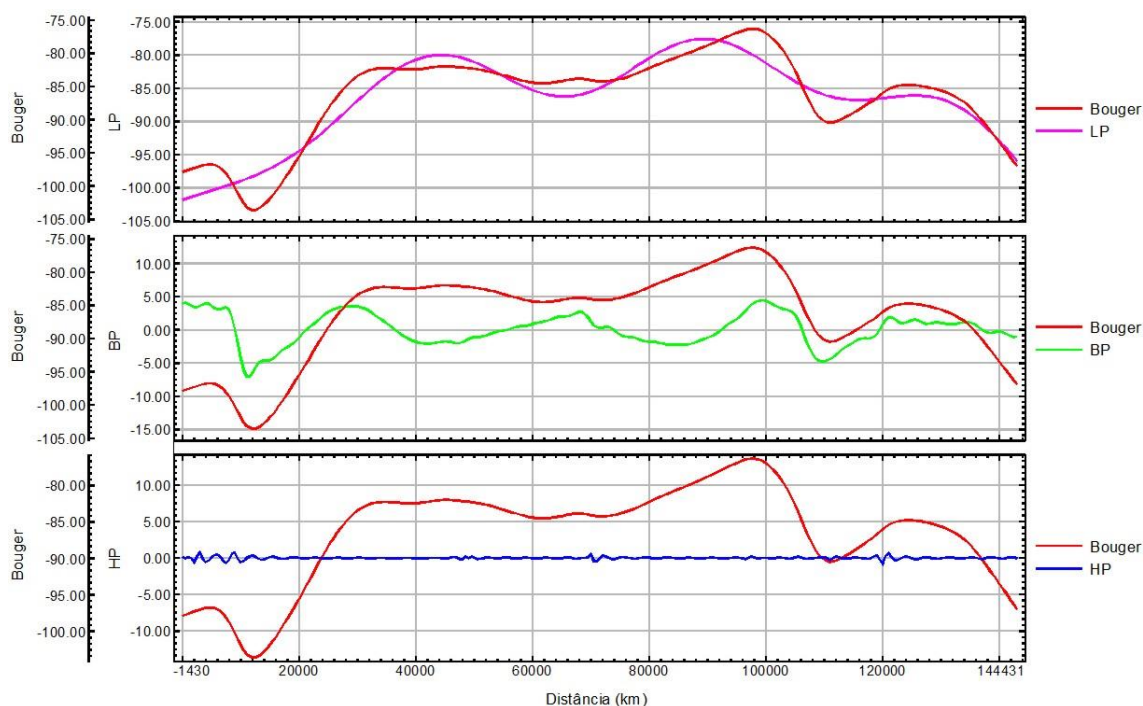


Figura 6-25: Separação regional-residual pelo espectro de potência da transecta A pelos filtros *low-pass* (LP), *band-pass* (BP) e *high-pass* (HP). Anomalia Bouguer - linha vermelha, Sinal das fontes profundas - linha rosa, Sinal das fontes intermediárias linha verde, Sinal das fontes rasas/ruídos linha azul.

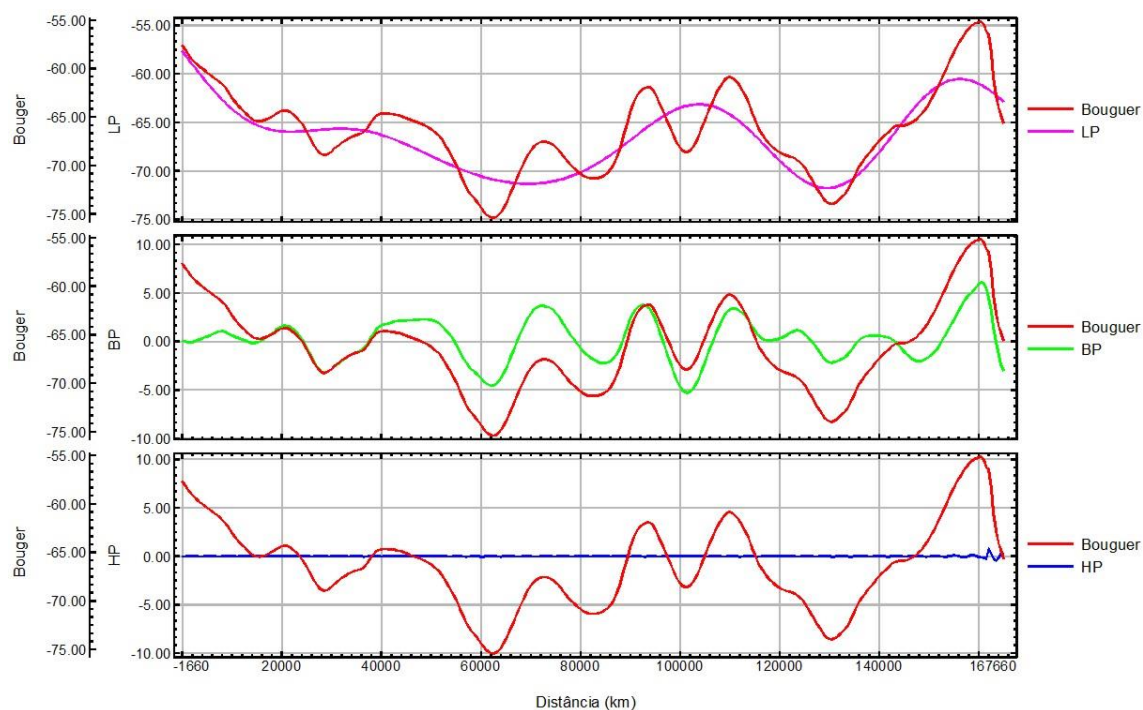


Figura 6-26: Separação regional-residual pelo espectro de potência da transecta B pelos filtros *low-pass* (LP), *band-pass* (BP) e *high-pass* (HP). Anomalia Bouguer - linha

vermelha, Sinal das fontes profundas - linha rosa, Sinal das fontes intermediárias linha verde, Sinal das fontes rasas/ruídos linha azul.

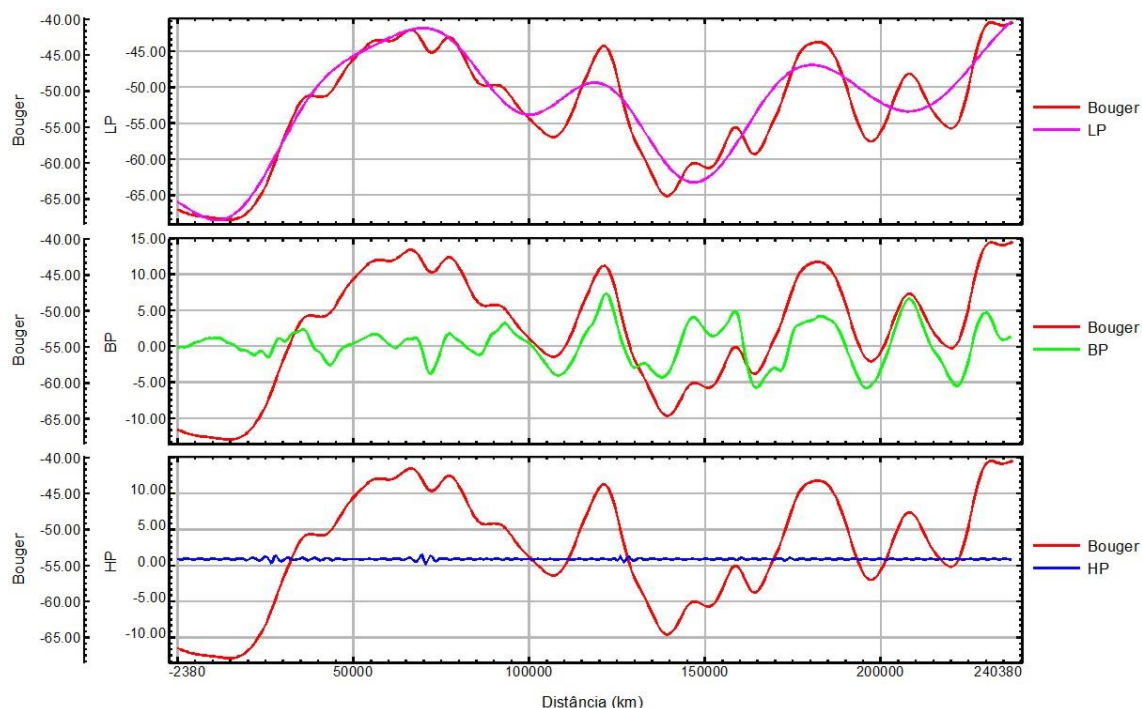


Figura 6-27: Separação regional-residual pelo espectro de potência da transecta C pelos filtros *low-pass* (LP), *band-pass* (BP) e *high-pass* (HP). Anomalia Bouguer - linha vermelha, Sinal das fontes profundas - linha rosa, Sinal das fontes intermediárias linha verde, Sinal das fontes rasas/ruídos linha azul.

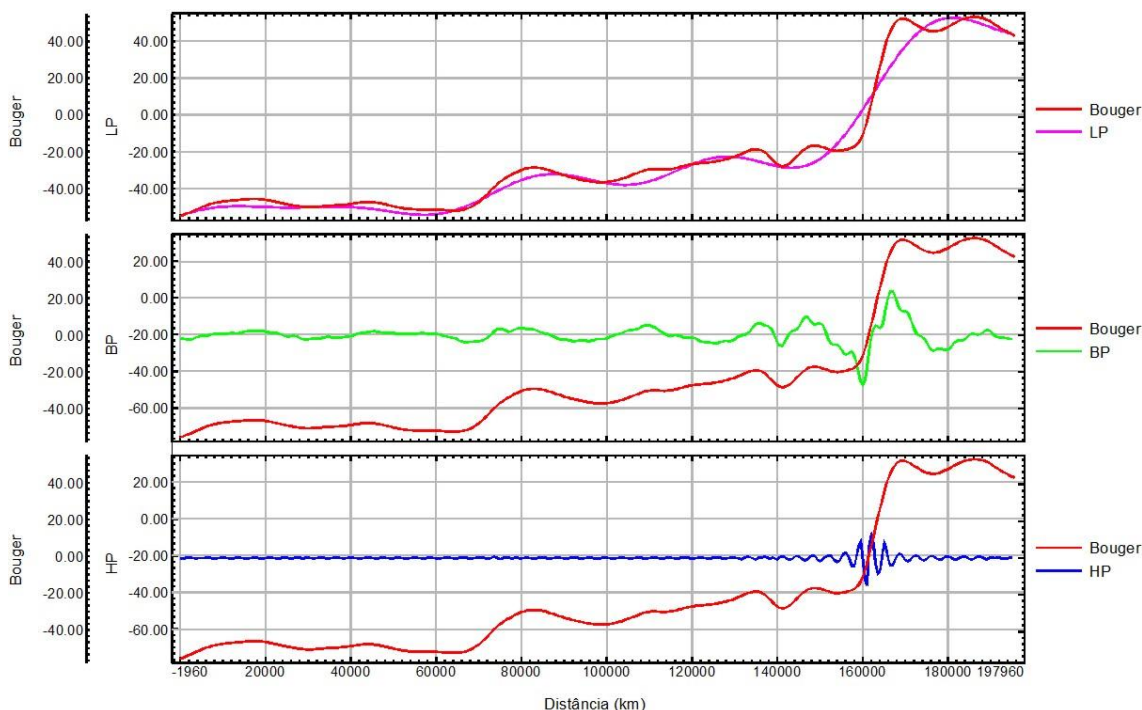


Figura 6-28: Separação regional-residual pelo espectro de potência da transecta D pelos filtros *low-pass* (LP), *band-pass* (BP) e *high-pass* (HP). Anomalia Bouguer - linha vermelha, Sinal das fontes profundas - linha rosa, Sinal das fontes intermediárias linha verde, Sinal das fontes rasas/ruídos linha azul.

6.3 Análise quantitativa - Modelagem

A elaboração dos modelos gravimétricos foi realizada com base na integração dos resultados e interpretações obtidas por meio das análises qualitativas e semiquantitativa.

Os perfis de Anomalia Bouguer resultantes da separação regional-residual, foram modelados numa análise conjunta com dados geológicos e geofísicos. As anomalias gravimétricas (regional e residual) foram relacionadas a feições geológicas (estruturas e unidades) e lineamentos do arcabouço magnético estrutural.

Para cada transecta foram elaborados dois modelos: um regional, envolvendo o manto e as camadas da crosta, e um residual, restrito a superfície da crosta continental superior, envolvendo as grandes unidades geológicas aflorantes.

A definição das propriedades físicas e geométricas das camadas crustais dos modelos foi embasada nos estudos de Bassini (1986) e Rosales (2004), os quais indicam uma espessura da crosta continental superior de 11 km, com densidade de 2,84 g/cm³.

Para a crosta continental inferior foram definidas duas camadas: uma superior entre 11 e 24 km de profundidade (13 km de espessura) com densidade de 2,98 g/cm³, e outra, denominada inferior, entre 24 e 39 km de profundidade (15 km de espessura), com densidade de 3,09 g/cm³. A interface crosta/manto (descontinuidade de Mohorovicic) foi posicionada a 39 km de profundidade e a densidade foi estimada em 3,39 g/cm³.

6.3.1 Transecta A

O modelo gravimétrico da transecta A (Figura 6-29) mostra de forma geral quatro segmentos que mostram um afinamento crustal sutil de NW para SE, caracterizado por uma sequência de três elevações do manto, cuja resposta gravimétrica reflete em três altos gravimétricos relativos com valores de -80, -82,5 e -86 mGal de NW para SE.

A porção Noroeste do perfil inicia com uma espessura crustal de 37 km que diminui gradativamente em direção a porção central do perfil (32 km). O lineamento Noroeste da Zona de falha de Taxaquara (ZFT) de Zalán (et al 1987) coincide com a quebra de gradiente que marca o afinamento crustal na porção Noroeste do perfil.

No segmento centro-noroeste do perfil, entre a ZFT e a Zona de Falha Lancinha Cubatão (ZFLC) de Zalán (et al 1987), são observadas duas elevações da superfície do manto: uma mais a NW atingindo 30,9 km e outra mais a SE com cerca de 32,7 km de profundidade. Tais feições são intercaladas por uma porção de maior espessura a qual atinge 34,7 km que corresponde a um baixo relativo de -86,2 mGal.

Na escala de trabalho não foi possível verificar a correspondência das variações de espessura da crosta com estruturas da superfície, contudo os métodos de realce, principalmente o ISA-GHT (Fig. 6-11), marcam bem estas variações, indicando sua possível relação com feições não aflorantes.

O segmento centro-sudeste do perfil mostra uma relação mais direta com estruturas mapeadas em superfície. Os lineamentos da ZFLC (Zalán et al. 1987) são relacionados às bordas de um baixo gravimétrico relativo (-86,5 mGal) com espessura crustal de 34,7 km.

O cruzamento dos lineamentos da ZFLC com o lineamento da Zona de Falha Caçador (ZFC) de ZALÁN (et al. 1987), marca a borda SE do referido baixo gravimétrico, e o início do segmento sudeste do perfil. Nesta porção a crosta apresenta espessura de cerca de 32 km o que reflete no alto gravimétrico relativo de menor expressão do perfil (-86 mGal).

A borda SE do baixo gravimétrico referido corresponde ao prolongamento da ZCL proposto pela análise qualitativa, o qual foi validado pelas soluções de Euler do mapa magnético (Itens 6.1.2. e 6.2.1).

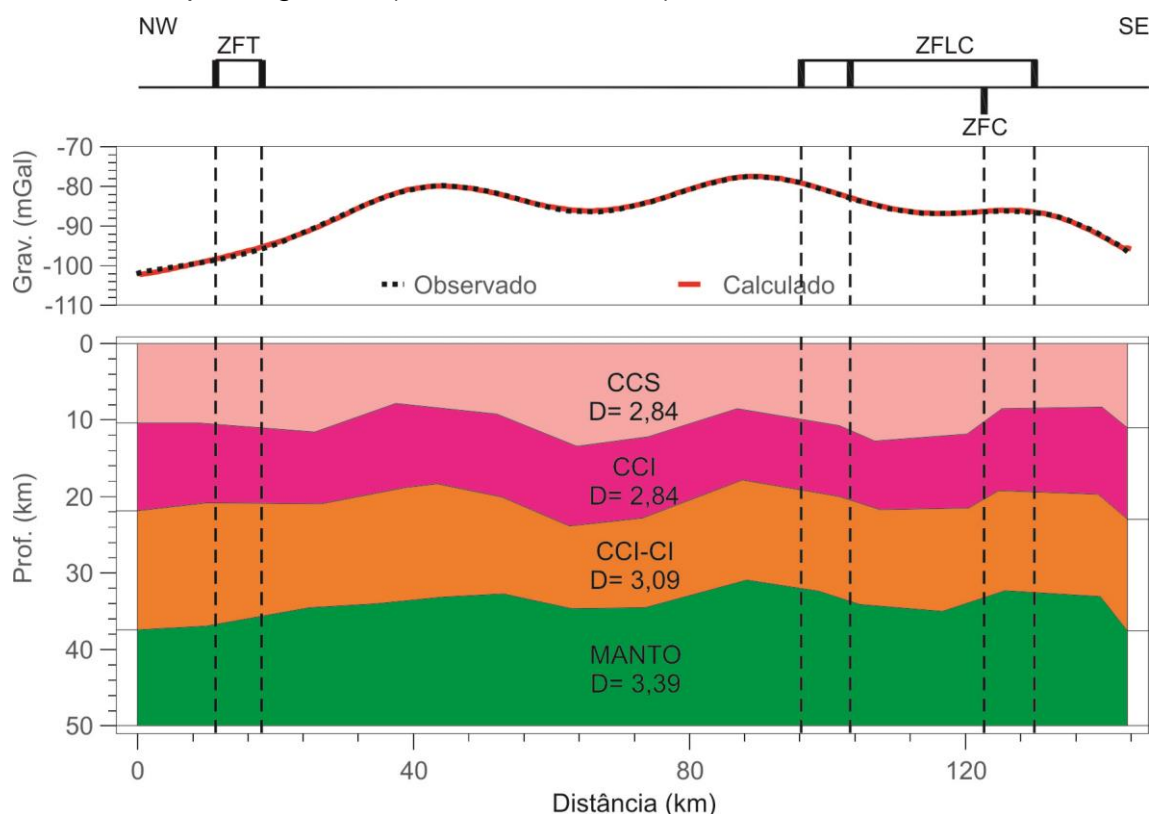


Figura 6-29: Anomalia regional de transecta A e modelo gravimétrico correspondente. Legenda: CCS - Crosta Continental Superior, CCI-CS - Crosta Continental Inferior camada superior, CCI-CI - Crosta Continental Inferior camada inferior. Principais Estruturas: ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZFLC, Zona de Falha Lancinha Cubatão; ZFC, Zona de Falha Caçador.

Para a modelagem da anomalia residual da transecta A foram utilizados dados de 8 poços perfurados pela PETROBRAS (tabela 3-1 e Figura 3-4) localizados em suas proximidades, cujo perfis continham dados sobre a profundidade do embasamento da bacia (4 poços) e/ou informação sobre a profundidade dos basaltos da Formação Serra Geral (4 poços).

O modelo contempla as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, tratadas de forma indiferenciada com base nos valores de densidade similares, assim como as rochas da Fm. Serra Geral, agrupadas seguindo o mesmo critério.

As unidades do embasamento da bacia foram diferenciadas segundo os contrastes utilizados no modelo, tendo como referência dados dos poços quando disponíveis.

Com exceção do extremo Noroeste do perfil, o qual parece não ter relação com o embasamento aflorante, as unidades do embasamento da bacia foram definidas com base no prolongamento de estruturas aflorantes, balizadas pelas assinaturas geofísicas (Itens 6.1 e 6.2), relações com os lineamentos regionais da bibliografia e contrastes de densidade (Figura 6-30).

A anomalia residual mostra três segmentos com respostas distintas, sendo a porção Noroeste marcada pela maior variação de amplitudes do perfil, com valores variando entre $-7,2$ a 4 mGal, sobre a Zona de Falha de Taxaquara (ZFT) de ZALÁN (*et al.* 1987). O modelo proposto associa esta estrutura a uma passagem de uma unidade mais densa ($2,8$ g/cm³) para uma menos densa ($2,75$ g/cm³).

O segundo segmento é marcado por uma variação de -2 a $3,6$ mGal, sendo os altos gravimétricos relativos ($3,6$ e $2,7$ mGal) associados a unidades interpretadas como rochas de composições básica de acordo com sua densidade ($2,8$ e $2,82$ g/cm³).

O terceiro segmento mostra variações da ordem de $-4,58$ a $4,47$ mGal, aparentemente associados a continuidade de estruturas do embasamento aflorante à Nordeste, como a ZFLC (Zalán *et al.* 1987). Esta interpretação é corroborada pela correspondência das anomalias gravimétricas com as anomalias registradas nos perfis de realce das anomalias magnéticas (Figura 6-11).

Os altos gravimétricos relativos deste segmento do perfil foram relacionados a corpos de rocha ígnea de composição granítica apontados nos perfis compostos dos poços 2 UV 0001 PR, 2 PU 0001 SC e 1 MC 0002 SC utilizados na modelagem (tabela 3-1 e Figura 3-4).

O cruzamento do perfil com a Zona de Falha Caçador, de direção NW é caracterizado por um alto gravimétrico relativo de pouca expressão que atinge $1,91$ mGal e é seguido por uma intercalação de anomalias de baixa amplitude, chegando a $0,8$ mGal, sendo o lineamento Leste de da ZFLC marcado por um baixo relativo de 0.98 mGal (Figura 6-30).

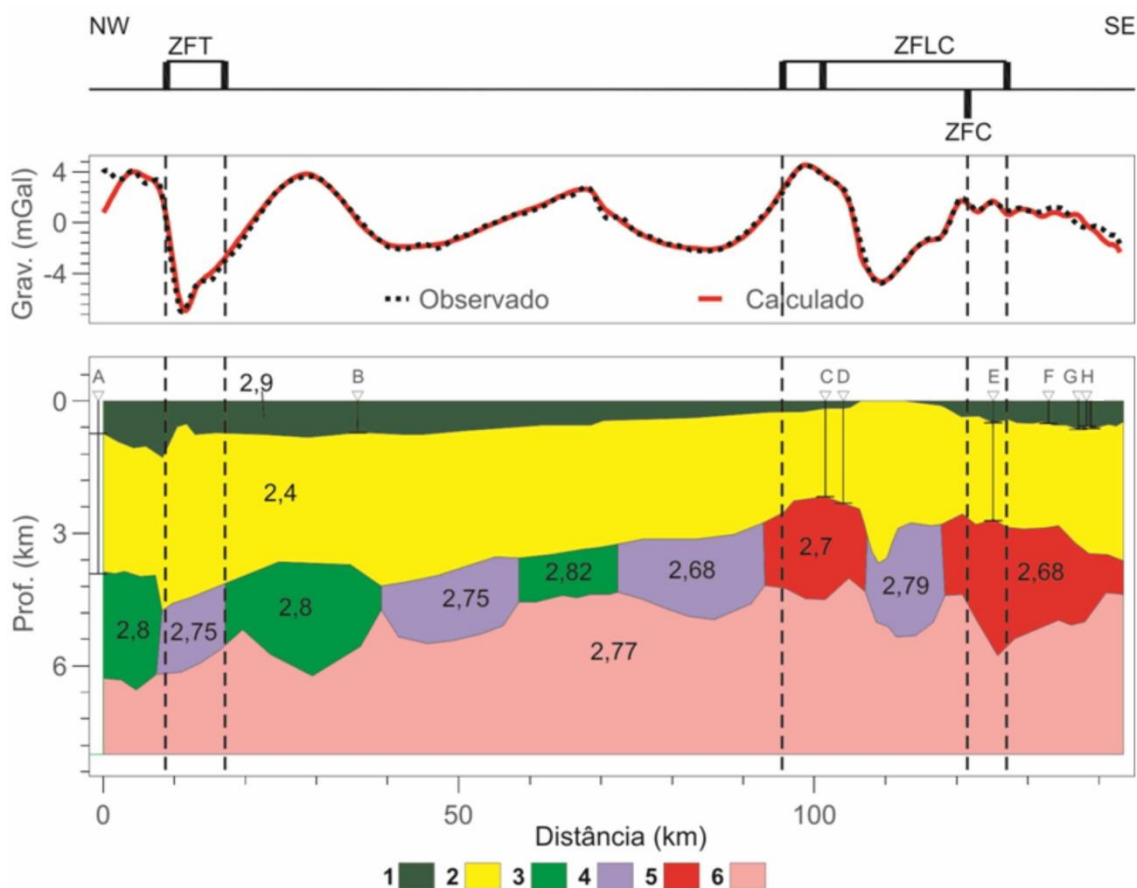


Figura 6-30: Anomalia gravimétrica residual da transecta A, e modelo gravimétrico correspondente. Legenda: 1, Formação Serra Geral; 2, Bacia do Paraná; 3, Rochas de composição básica; 4, Rochas metamórficas; 5, Rochas de composição ácida/granitóides; 6 Crosta Continental Superior. Principais Estruturas: ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZFLC, Zona de falha Lancinha Cubatão; ZFC, Zona de Falha Caçador. Poços utilizados e profundidades correspondentes: A - 3915 m, B - 718 m, C - 2165 m, D - 2322 m, E - 2710 m, F - 644 m, G - 563 m, H - 574 m.

6.3.2 Transecta B

A anomalia regional da Transecta B é marcada por uma variação sucessiva de altos e baixos gravimétricos relativos, sendo observada uma tendência para mínimos locais na porção central do perfil e máximos nas extremidades NW e SE (Figura 6-31). Tais anomalias parecem ter relação com as estruturas regionais apresentadas por Zalán (*et al.* 1987).

Entre o início do perfil, com sinal de -57,8 mGal, e o primeiro alto relativo (-65,8 mGal) é observado um baixo gravimétrico (-66,2 mGal) limitado entre os lineamentos da Falha do Rio Alonzo (FRA) e da ZFT de Zalán (*et al.* 1987). O segundo alto ocorre entre os lineamentos da ZFT (ZALÁN *et al.* 1987).

O extremo Noroeste do perfil inicia com uma espessura crustal de cerca de 38,5 km a qual aumenta em direção ao centro do perfil chegando a cerca de 41 km. Esta configuração tem como resposta em baixo gravimétrico relativo (-71 mGal), limitado pelo lineamento SE da ZFT e a Zona de cisalhamento Itapirapuã (ZCI).

A ZCI marca o início de um adelgaçamento da crosta, o qual mostra uma variação de 5km de espessura (de 41 km a 36 km) em menos de 20 km. A menor

espessura crustal do perfil é limitada pelos lineamentos NW da ZFLC de Zalán (*et al.* 1987).

O segmento Sudeste do perfil inicia com um espessamento da crosta de cerca de 6 km (de 36 para 42 km), cujo limite NW coincide com o a interpretação do prolongamento da Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL) sob a Bacia. A resposta gravimétrica relacionada reflete num baixo gravimétrico relativo (-71,5 mGal).

Na porção final do segmento Sudeste, é observado um alto gravimétrico relativo (-60,5 mGal) relacionado a diminuição da espessura da crosta o qual atinge 37,9 km. Este alto tem correspondência direta ao Lineamento 1, interpretado na análise qualitativa e validado pelas soluções de Euler (Itens 6.1.2. e 6.2.1).

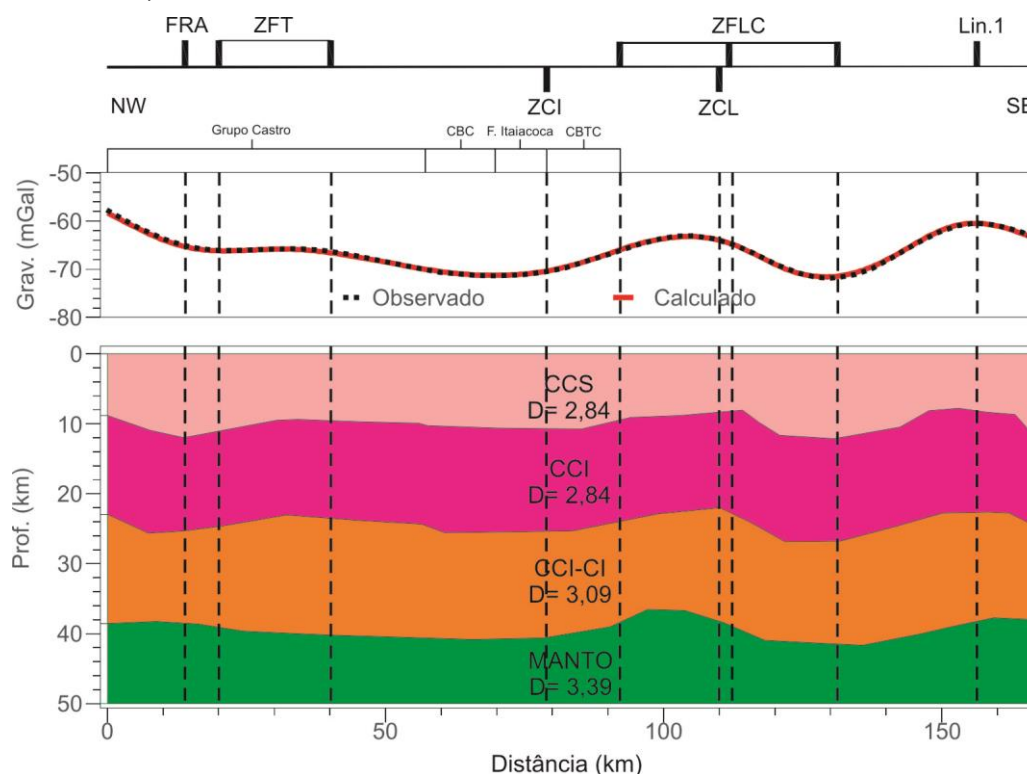


Figura 6-31: Anomalia gravimétrica regional da transecta B e modelo gravimétrico correspondente. Legenda: CCS - Crosta Continental Superior, CCI-CS - Crosta Continental Inferior camada superior, CCI-CI - Crosta Continental Inferior camada inferior. Principais Estruturas: FRA, Falha do Rio Alonzo; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itaipirapuã; ZFLC, Zona de Falha Lancinha Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; ZFC, Zona de Falha Caçador.

A modelagem das anomalias residuais da transecta B foi realizada por meio da associação das anomalias com as unidades do embasamento adjacente a NE.

O perfil da anomalia residual inicia com uma alternância de altos e baixos de gravimétricos relativos, variando entre cerca de 1,6 e -3,2 mGal, relacionados a variações de profundidade do Grupo Castro, o qual se prolongaria sob a Bacia do Paraná. Seguindo em direção a SE, se observa um alto relativo (2,2 mGal), relacionado a um alto do embasamento destas unidades (Fig.6-32)

A porção central do perfil é marcada por uma série de três baixos gravimétricos relativos (-4,5; -2,4 e -5,2 mGal) intercalados a dois altos (3,8 e 2 mGal). A assinatura marcada pelos dois primeiros baixos intercalados a um alto caracteriza uma assinatura observada também nos perfis “C” e “D”.

Esta característica do sinal reflete a resposta gravimétrica de corpos graníticos intrusivos relacionados aos baixos, intercalados pelas rochas da Faixa Itaiacoca, correspondentes aos altos.

No modelo da transecta B os corpos graníticos interpretados são respectivamente, de NW para SE, os Complexos Batolíticos Cunhaporanga (CBC) e Três Córregos (CBTC) e o Granito Passa Três, cujas profundidades atingem respectivamente 1,3; 0,9 e 1,2 km nesta seção.

O alto gravimétrico entre os CBC e CBTC representa as rochas da Faixa Itaiacoca com as rochas básicas associadas, cuja profundidade modelada atinge 0,9 km, enquanto o alto situado entre o CBTC e o possível prolongamento do Granito Passa Três é relacionado a um alto do embasamento sobre o qual se prolonga a Formação Água Clara, alcançando nesta seção cerca 0,4 km de espessura.

À Sudeste do Granito Passa Três é observado um alto gravimétrico (3,41 mGal) relacionado a um alto do embasamento, seguido de um baixo relativo (0,1 mGal) o qual se relaciona com as rochas da Sequência Votuverava cuja profundidade atinge cerca e 0,6 km nesta seção.

O início do segmento Sudeste do perfil é marcado pela ZCL, contato entre as sequências Votuverava e Capiuru, que é relacionada com um alto relativo de 1,2 mGal. A ocorrência de dois baixos gravimétricos relativos com cerca de -2mGal, intercalados por um alto gravimétrico relativo (0,7 mGal) caracterizaria a variação de espessura do Complexo Atuba no modelo, o qual vai de 0,4 km quando em associação a Sequência Capiuru, até cerca de 1,9 km.

O extremo sudeste do perfil exhibe a anomalia de maior amplitude do perfil residual, cerca de 6,2 mGal, a qual tem correspondência com Lineamento 1, observado no mapa ISA-GHT, além de ser delineada pelas soluções de Euler com profundidades de fontes maiores do que 2000 m.

Nas transectas “C” e “D”, realizadas sobre o embasamento, esta anomalia foi relacionada a Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio Piên, o que indica um possível prolongamento da sob a as rochas da Bacia do Paraná.

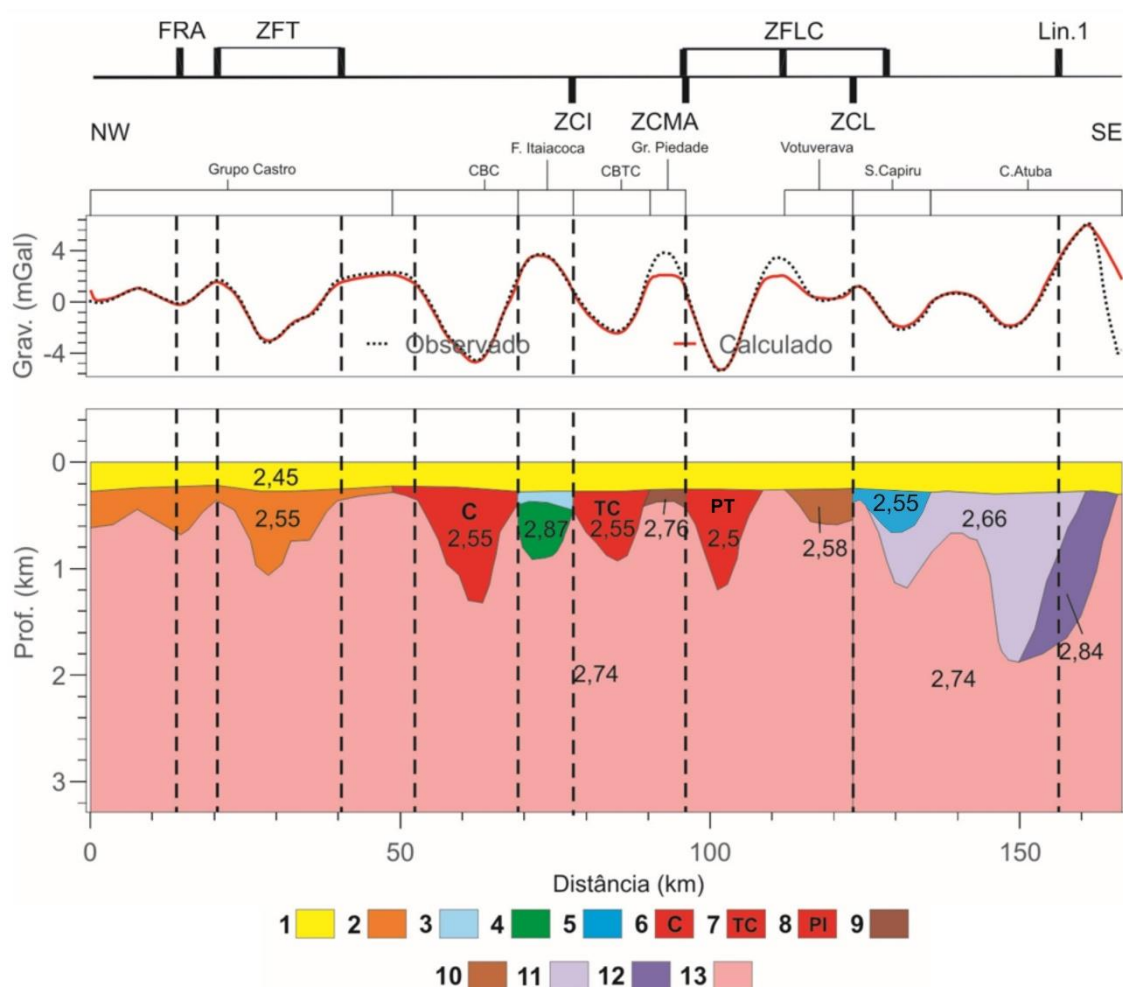


Figura 6-32: Anomalia gravimétrica residual da transecta B, modelo gravimétrico correspondente. Legenda: 1, Bacia do Paraná; 2, Grupo Castro; 3 e 4, Faixa Itaiacoca com rochas básicas associadas; 5, Sequência Capiru; 6, Complexo Batolítico Cunhaporanga; 7, Complexo Batolítico Três Córregos; 8, Granito Passa Três; 9, Sequência Água Clara; 10, Sequência Votuverava; 11, Complexo Gnáissico Migmatíticos Atuba; 12, Suíte Granítica Cálcio Alcalina Rio Piên; 13, Embasamento. Principais Estruturas: FRA, Falha do Rio Alonzo; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha.

6.3.3 Transecta C

As anomalias regionais da transecta C refletem a heterogeneidade da espessura crustal neste segmento, relacionada em parte com as estruturas regionais apresentadas por Zalán (*et al.* 1987), como observado na Figura 6-33.

A crosta inicia com cerca de 38 km, correspondendo à um baixo gravimétrico da ordem de -68,3 mGal. A medida que o perfil avança para Sudeste é observado um alto gravimétrico expressivo (41,5 mGal), no domínio do Terreno Apiaí. No modelo gravimétrico esta anomalia corresponde à uma variação vertical do manto da ordem de 3km, com correspondência nas camadas da crosta, indicando a possível influência de uma estrutura profunda. Esta porção do perfil não tem cobertura aeromagnética.

O baixo gravimétrico subsequente (-54 mGal), é relacionado com uma região de espessamento onde a crosta atinge 37 km de profundidade, cujo limite NW corresponde a Falha de Castro (FC).

No segmento central do perfil um alto gravimétrico relativo (-49,2 mGal) é relacionado a uma zona de afinamento crustal com cerca de 34 km de espessura associada à Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI).

Seguindo rumo sudeste, é observado um baixo gravimétrico expressivo (-63,3 mGal) cujo limite NW tem correspondência com a ZCI e o limite SE é balizado pela Zona de cisalhamento Morro Agudo. Estas estruturas assinalam uma região de espessamento crustal cuja profundidade do manto atinge 38,7 km.

O segmento Sudeste do perfil é marcado por um alto gravimétrico relativo da ordem de -47 mGal, seguido por um baixo relativo da ordem de -53,5, sendo o alto relativo à uma espessura crustal de 34,5 km e o baixo relacionado à espessura de cerca de 37 km. Os limites do alto gravimétrico correspondem à ZCMA e a Falha do Passaúna (FP), enquanto o baixo estaria condicionado entre a FP e a Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara (ZCMP).

O extremo sudeste do perfil mostra um alto expressivo, cerca de 42,12 mGal, o qual reflete uma espessura crustal de cerca de 35 km, aparentemente marcada pela Zona de Cisalhamento Piên (ZCP), limite entre os terrenos Apiaí e Luis Alves.

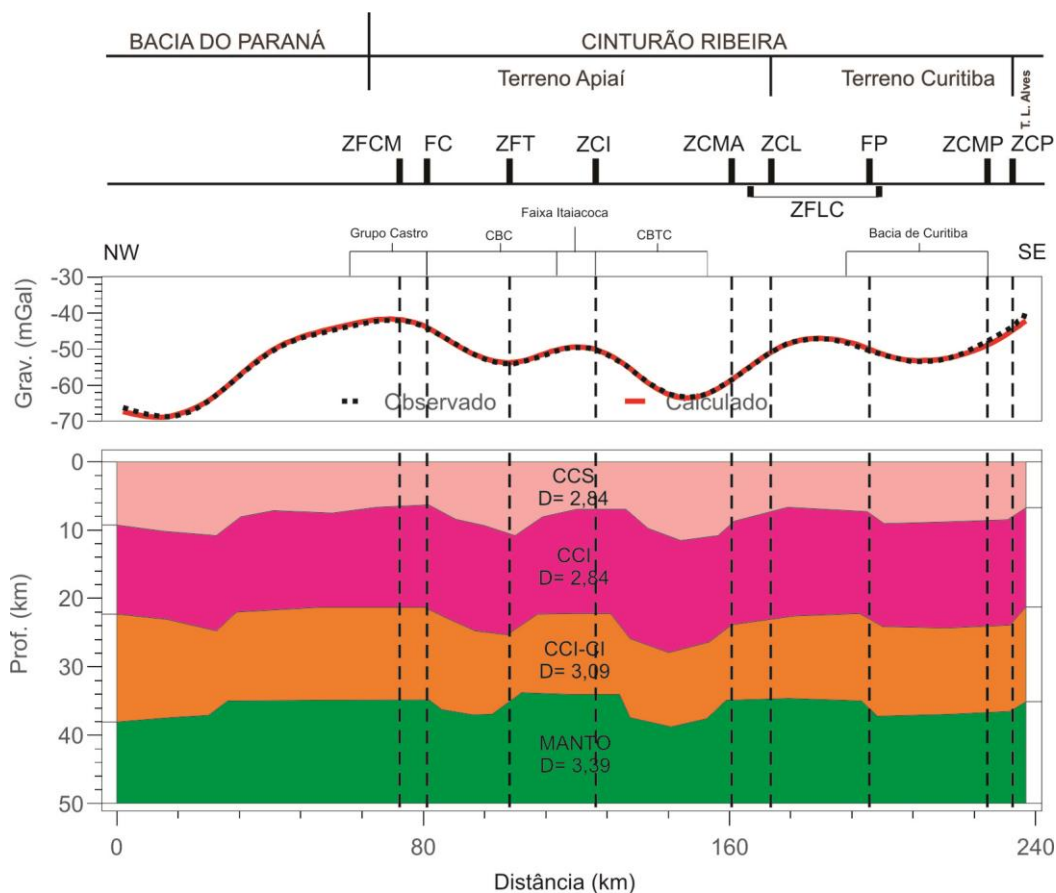


Figura 6-33: Anomalia regional de transecta C, sobreposta ao modelo gravimétrico correspondente. Legenda: CCS – Crosta Continental Superior, CCI-CS – Crosta Continental Inferior camada superior, CCI-CI -Crosta Continental Inferior camada

inferior, CBC - Complexo Batolítico Cunhaporanga; CBTC complexo Batolítico Três Córregos. Principais Estruturas: ZFCM – Zona de Falha Curitiba-Maringá, FC – Falha de Castro; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; FP – Falha de Passaúna; ZCMP, Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara; ZCP, Zonas de Cisalhamento Piên.

A análise da anomalia residual permitiu a modelagem das grandes unidades aflorantes na Crosta Continental Superior, além de possibilitar a associação destas com as estruturas regionais propostas por Zalán (*et al.* 1987).

De forma geral o perfil residual mostra uma distinção no padrão das assinaturas entre o domínio da Bacia do Paraná, onde as amplitudes das anomalias são menores (de 0,8 a -1,8 mGal), e o domínio do Cinturão Ribeira, onde os valores vão de -5,6 a 7,4 mGal (Figura 6-34).

No segmento NW do perfil, os altos e baixos gravimétricos relativos, foram atribuídas à variação de composição e espessura do Grupo Castro, tanto em sua porção sob a bacia como em sua porção aflorante. Um baixo gravimétrico a NE da Falha de Castro (FC) mostrou correspondência com as unidades sedimentares desta unidade.

A porção central do perfil é marcada por uma assinatura particular, observada também nas transecta “B”, “C” e “D”, caracterizada por dois baixos gravimétricos relativos intercalados a um alto, cujos valores neste perfil alcançam respectivamente -4,2 e -4,4 mGal (baixos) e 6,6 mGal (alto).

Esta anomalia reflete a intercalação da Faixa Itaiacoca (FI), cuja associação com rochas básicas configura o alto gravimétrico, com os Complexos Batolíticos Cunhaporanga (CBC) e Três Córregos (CBTC), relacionados aos baixos gravimétricos. O contato da Faixa Itaiacoca com o CBTC, dado em superfície pela ZCI, é marcado pela quebra de gradiente gravimétrico.

As profundidades calculadas na modelagem indicam nesta seção, 926 m para o CBC, 1147 m para a Faixa Itaiacoca e 984 m para o CBTC.

A recorrência do sinal associado à intercalação da FI com as intrusões nas transectas e sua relação direta com as unidades aflorantes possibilitou o prolongamento das mesmas sob a Bacia do Paraná, no modelo residual da Transecta “B” (Figura 6-30).

O alto gravimétrico consecutivo exhibe dois picos de máximo (3,5 e 4 mGal) intercalados por um baixo relativo (2,5 mGal), onde o primeiro alto e o baixo são relacionados às relações de contato do CBTC com a encaixante e o segundo alto se relaciona à Formação Água Clara, cuja profundidade modelada atinge cerca de 480 m.

O segmento Sudeste do perfil é marcado por um baixo gravimétrico relativo (-5,5 mGal) relacionado à resposta conjunta da Sequência Votuverava e do Granito do Cerne, cujas profundidades atingem respectivamente 1200 e 490 m. Os limites deste baixo gravimétrico correspondem com a Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA) à NW e à ZCL à SE.

Em continuidade, é observado um alto gravimétrico de 3,6 mGal relacionado ao Complexo Atuba, o qual é sucedido por um baixo gravimétrico de -5,3 mGal na região a Bacia de Curitiba. Este contraste foi associado à uma

possível variação de composição do Complexo Atuba onde de menor densidade. O baixo referido guarda correspondência com o prolongamento da Falha do Passaúna.

O baixo gravimétrico posterior (-4,3 mGal) foi associado à resposta da Suíte Granítica Alcalina Rio-Piên em subsuperfície, cuja associação com lentes ultramáficas, resulta em altos gravimétricos, como o alto subsequente de 4,5 mGal. Os limites desta anomalia correspondem às Zonas de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara (ZCMP) e Piên (ZCP), sendo esta última, limite entre os Terrenos Curitiba e Luís Alves.

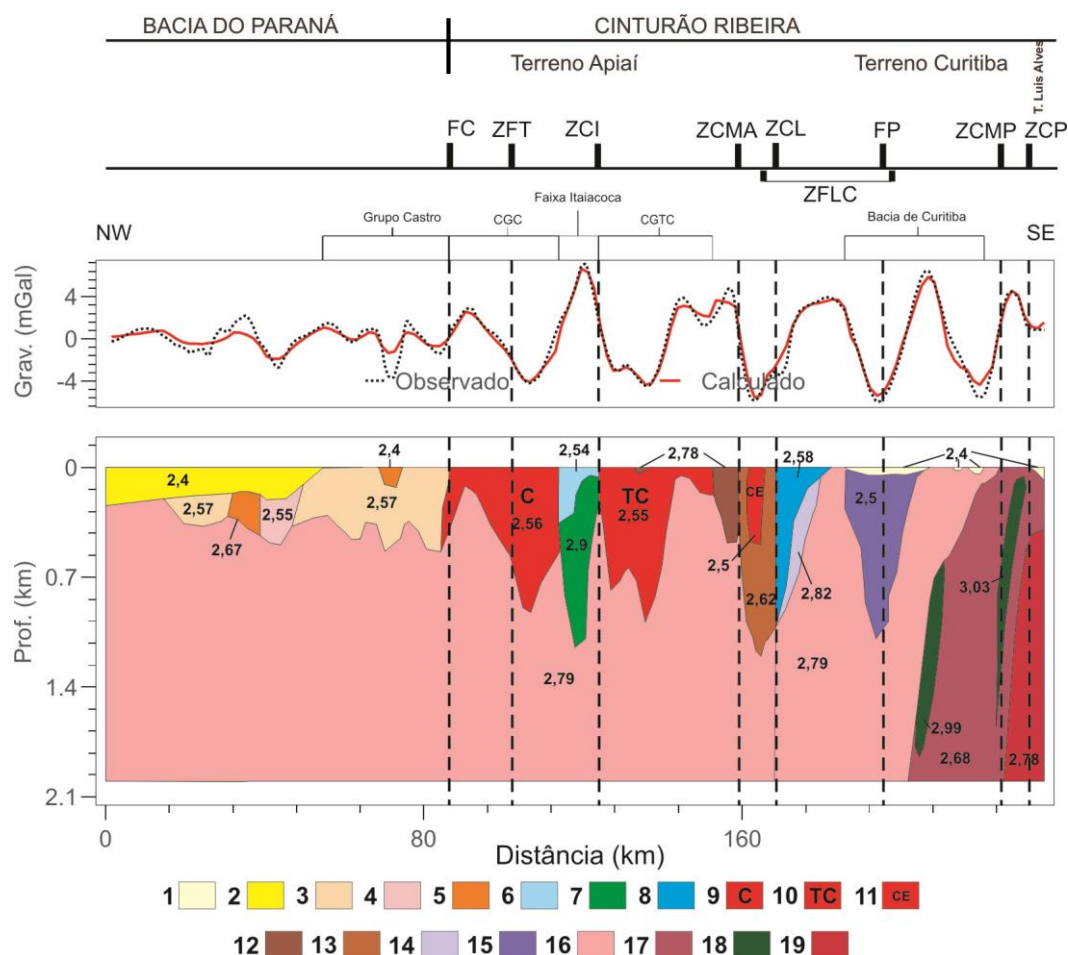


Figura 6-34: Anomalia gravimétrica residual da transecta C e modelo gravimétrico correspondente. Legenda: 1, Bacia de Curitiba; 2, Bacia do Paraná; 3, 4 e 5: Grupo Castro; 6 e 7 Faixa Itaiacoca; 8, Sequência Capiru; 9, Complexo Batolítico Cunhaporanga; 10, Complexo Batolítico Três Córregos; 11, Granito do Cerne; 12, Sequência Água Clara; 13, Sequência Votuverava; 14 e 15, Complexo Gnáissico Migmatítico Atuba; 16, Embasamento/Complexo Gnáissico Migmatítico Atuba; 17 e 18, Suíte Granítica Cálcio Alcalina Rio Piên e lentes ultramáficas associadas; 19, Complexo Granulítico. Principais Estruturas: FC, Falha de Castro; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; FP, Falha do Passaúna; ZCMP, Zona de cisalhamento Mandirituba –Piraquara; ZCP, Zona de Cisalhamento Piên.

6.3.4 Transecta D

A anomalia regional na transecta D revela essencialmente três patamares cujos valores exibem, de forma patente, um aumento da amplitude das anomalias de Noroeste para Sudeste, associado a um afinamento crustal gradativo para SE.

Este padrão permite analisar o perfil em três segmentos maiores cujos limites podem ser associados as zonas de cisalhamento regionais. (Figura 6-35).

O primeiro segmento apresenta valores entre -74,68 a -68,94 mGal, relacionados respectivamente a espessuras de crosta de 39,8 e 35,8 km. Inicialmente estas variações não tem relação com as estruturas analisadas, podendo ser relacionadas à variação de composição e espessura da crosta, além de feições (estruturas e unidades) não aflorantes.

A porção inicial do segundo segmento mostra uma variação de cerca de 20 mGal, resposta da diminuição da espessura crustal em cerca de 6 km (de 39,8 para 33,7 km), diretamente relacionada a Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI) de Zalán (*et al* 1987).

São observados dois altos relativos (-51,5 e -41,5 mGal) intercalados por um baixo (-56,7 mGal), onde os valores mais altos são associados a porções adelgadas da crosta, respectivamente com espessuras de 36,7 e 34,3 km, enquanto o baixo é associado a uma espessura crustal de 37,7 km. O limite SE da zona de espessamento crustal relacionada ao baixo gravimétrico coincide com o lineamento da ZCMA (Zalán *et al.* 1987).

O terceiro segmento inicia com o maior gradiente do perfil, onde se observa uma variação de 81 mGal (-46 a 35 mGal) em cerca de 31 km, equivalendo uma variação de 2,6 mGal/km.

Estes valores são reflexo de uma variação de espessura, onde a crosta passa de um uma região com espessura de 42 km, limitada a NW pela ZCL e a SE pela ZCMP, para uma região adelgada onde a espessura atinge até 22,6 km, nas proximidades da Zona de cisalhamento Piên (ZCP).

O extremo SE do segmento corresponde ao Terreno Luis Alves, limitado à NW pela ZCP, onde são observadas anomalias entre 35 e 27 mGal, relacionadas a valores de espessuras crustal de 25 a 30,5 km.

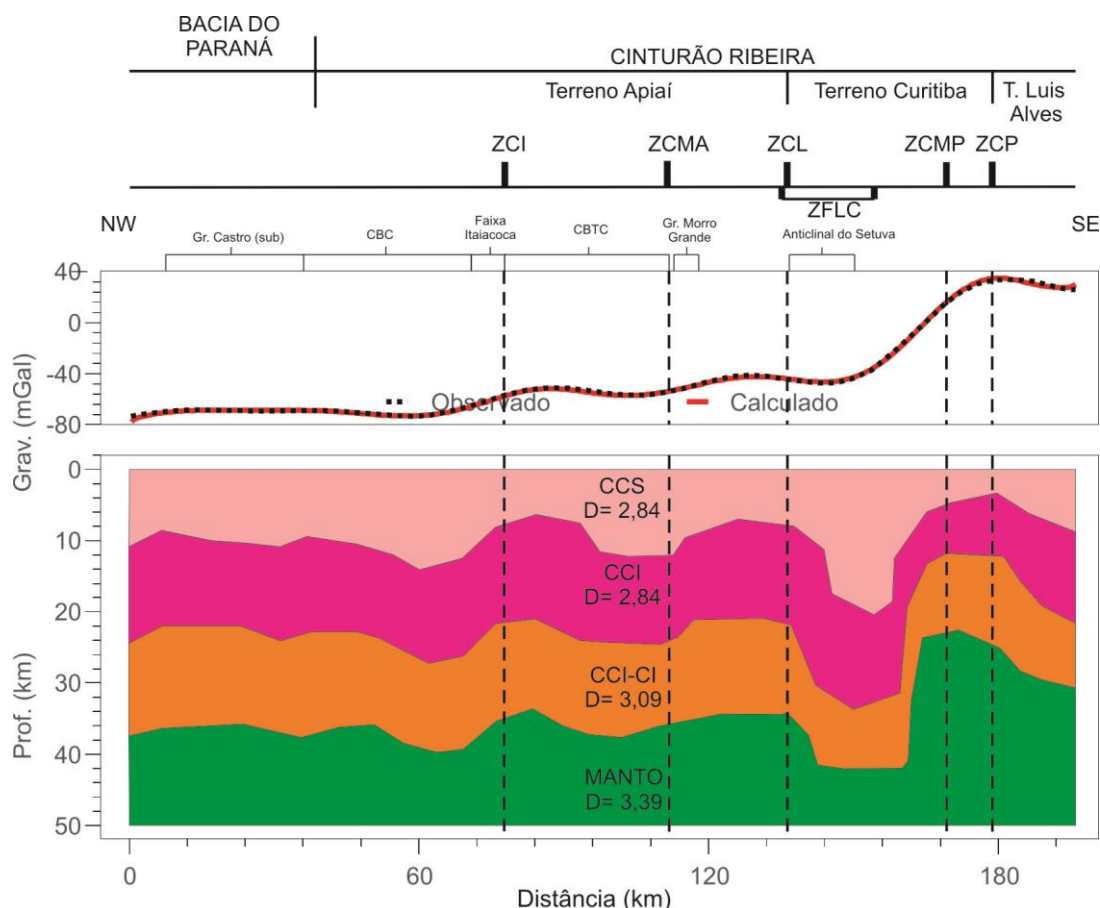


Figura 6-35: Anomalia regional de transecta D, sobreposta ao modelo gravimétrico e soluções de Werner correspondentes. Legenda: CCS – Crosta Continental Superior, CCI-CS – Crosta Continental Inferior camada superior, CCI-CI -Crosta Continental Inferior camada inferior, CBC - Complexo Batolítico Cunhaporanga; CBTC - Complexo Batolítico Três Córregos. Principais Estruturas: ZCI, Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZFLC, Zona de Falha Lancinha-Cubatão; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCMP, Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara; ZCP, Zonas de Cisalhamento Piên.

Na anomalia residual da transecta D são visíveis claramente dois segmentos principais, cujo limite se dá pela ZCL. Enquanto a NW da ZCL, os valores variam entre -2,51 e 3,78 mGal, o segmento a SE da ZCL mostra valores que vão de -22,6 a 21,4 mGal (Figura 6-36).

No primeiro segmento a amplitude das anomalias corresponde diretamente com a variação da profundidade do embasamento, sendo menor a influência das unidades de superfície. É observado um alto gravimétrico relativo (3,53 mGal) relacionado à Bacia do Paraná, possivelmente influenciado pelo prolongamento do Grupo Castro em subsuperfície.

Seguindo para SE, é observado um baixo gravimétrico (-0,54 mGal) seguido de um alto relativo de 3 mGal e novamente por um baixo de 1,79 mGal. Estas anomalias correspondem à relação do Complexo Batolítico Cunhaporanga (CBC) com sua encaixante em subsuperfície. A profundidade calculada para o CBC, atinge 820 m na região do primeiro baixo gravimétrico, chegando a 412 m quando relacionado ao alto e finalmente alcançando um máximo de 995 m no segundo baixo.

O alto gravimétrico subsequente é composto por dois picos, 4,3 e 3,68 mGal, relacionados respectivamente à Faixa Itaiacoca (FI), com as associações com rochas básicas, e à borda NW do Complexo Batolítico Três Córregos (CBTC) com uma profundidade mínima de 275 m nesta borda. Entre os dois altos gravimétricos é observado um baixo relativo discreto (3 mGal), associado ao contato entre a FI e o CBTC, definido em superfície pela Zona de cisalhamento Itapirapua.

O aumento da profundidade do CBTC em direção à SE nesta seção reflete no baixo gravimétrico subsequente de -1,48 mGal.

A sudeste do CBTC é observado um pico positivo na anomalia Bouguer, o qual foi atribuído a um alto do embasamento sob as Sequência Agua Clara, que no modelo atinge a profundidade de até 423 m. A borda SE deste alto corresponde ao contato com Sequência Votuverava marcado pela ZCMA.

Seguindo a SE, é observado um baixo gravimétrico com valor de -1,79, limitado a NW pela ZCMA e a SE pela ZCL. Esta anomalia foi atribuída conjuntamente à Sequência Votuverava e ao Granito Morro Grande, cujas profundidades atingem respectivamente 2128 e 683 m.

O segmento à SE da ZCL inicia com dois altos gravimétricos relativos (4,2 e 4,6 mGal) intercalados por um baixo (- 2 mGal), relacionados principalmente à possível variação de profundidade e composição do Complexo Atuba (CA). No alto adjacente à ZCL, a Sequência Capiu se encontra sobreposta ao CA, atingindo até 803 m de profundidade no flanco NW do Anticlinal do Setuva e até 46 m no flanco SE.

Um baixo gravimétrico expressivo (-21,3 mGal) foi relacionado ao Complexo Atuba nas proximidades da Bacia de Curitiba. Esta assinatura, também observada na transecta "C", foi associada à uma possível variação de composição do Complexo Atuba com menor densidade.

A Sudeste da Bacia de Curitiba, verifica-se um alto gravimétrico composto com um máximo de 22,5 mGal, o qual marca a borda SE do Terreno Curitiba. Esta anomalia foi associada a um possível prolongamento para NW da Suíte Rio Piên sob o Terreno Curitiba. Os três picos positivos relacionados a este alto corresponderiam à resposta de lentes de rochas ultramáficas associadas à Suíte rio Piên em subsuperfície.

O baixo relativo subsequente (-7 mGal) resulta da resposta gravimétrica do Granito Graciosa, cuja profundidade calculada atinge 862 m nesta seção. O limite SE deste baixo corresponde com a ZCP, que marca em superfície o início do Terreno Luis Alves. No extremo SE do perfil observa-se um alto gravimétrico relativo de 0,87 mGal, atribuído as rochas do Complexo Granulítico deste terreno.

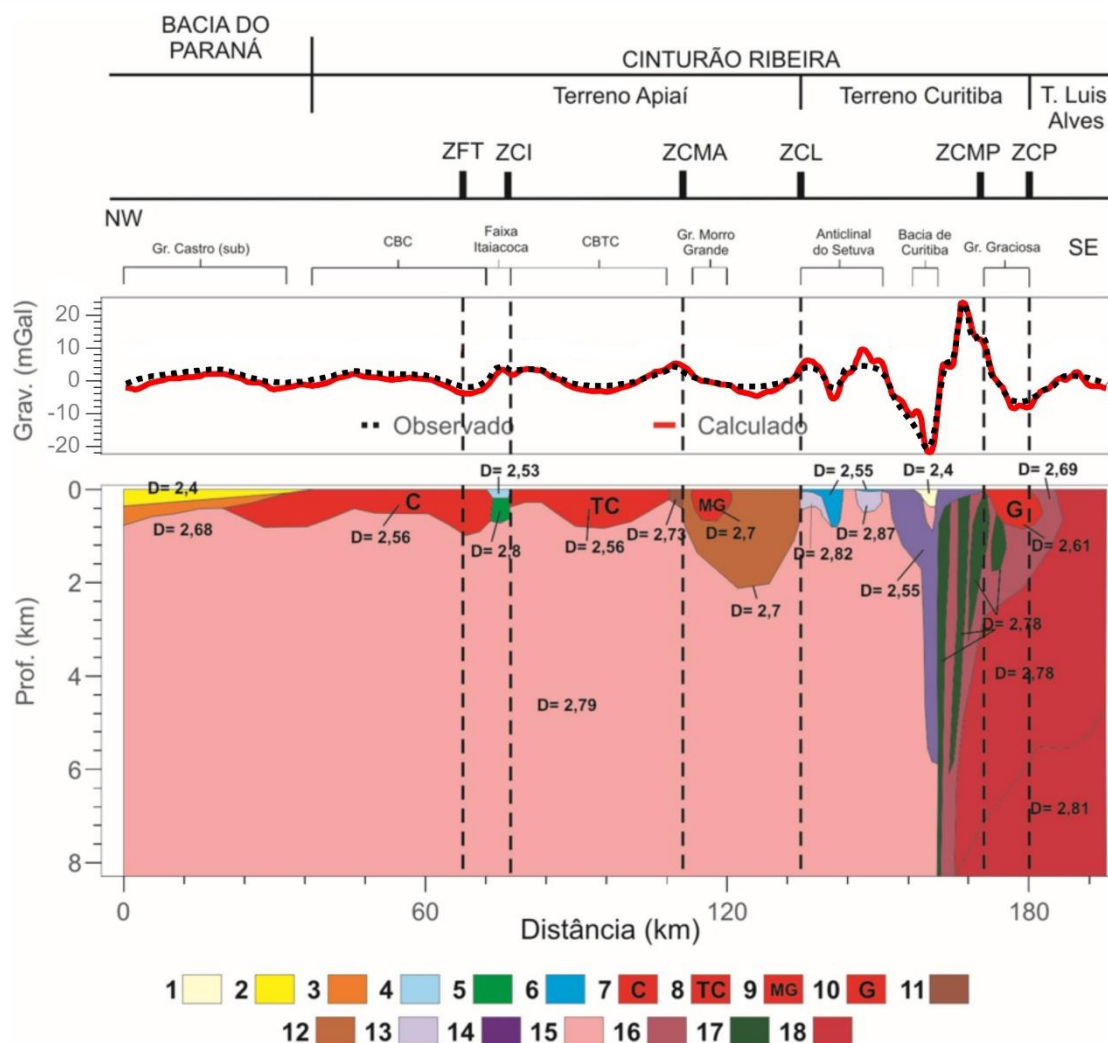


Figura 6-36 – Anomalia gravimétrica residual da transecta D e modelo gravimétrico correspondente. Legenda: 1, Bacia de Curitiba; 2, Bacia do Paraná; 3, Grupo Castro; 4 e 5 Faixa Itaiacoca; 6, Sequência Capiru; 7, Complexo Batolítico Cunhaporanga; 8, Complexo Batolítico Três Córregos; 9, Granito Morro Grande; 10, Granito Graciosa; 11, Sequência Água Clara; 12, Sequência Votuverava; 13 e 14, Complexo Gnáissico Migmatítico Atuba; 15, Embasamento/Complexo Gnáissico Migmatítico Atuba; 16 e 17, Suíte Granítica Cálcio Alcalina Rio Piên e lentes ultramáficas associadas; 18, Complexo Granulítico. Principais Estruturas: FC, Falha de Castro; ZFT, Zona de Falha de Taxaquara; ZCI, Zona de Cisalhamento Itaipirapuã; ZCMA, Zona de Cisalhamento Morro Agudo; ZCL, Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCMP, Zona de Cisalhamento Mandirituba –Piraquara; ZCP, Zona de Cisalhamento Piên.

7 DISCUSSÃO DO MODELO

Além de mostrar um afinamento crustal gradativo de NW para SE, já abordado em outros trabalhos (Ferreira *et al.* 1988, Rosales 2004), os modelos gravimétricos resultantes das transectas “C” e “D”, evidenciam de forma recorrente uma relação de sobreposição do Terreno Curitiba sobre o Terreno Luís Alves.

Esta discussão, também realizada com base em dados gravimétricos, já foi apresentada por outros autores como Mantovani *et al.* 1989, que associam o contato entre estes terrenos com um alto gravimétrico. Shukowski *et al.* (1991) sugerem que o alto gravimétrico relacionado a este contato se prolonga sob a Bacia do Paraná até o Nordeste do Rio Grande do Sul.

A distribuição das unidades e a configuração das camadas crustais em subsuperfície nos modelos das transectas “C” e “D”, tanto nos regionais como nos residuais, se mostram compatíveis com o modelo de Basei *et al.* (1992).

No trabalho citado os autores apresentam uma proposta de evolução do Cinturão Ribeira, onde o quadro tectônico atual é apresentado como resultado da colagem de terrenos na margem Oeste do Gondwana, entre o Neoproterozoico e o Cambriano, envolvendo as microplacas Luis Alves e Curitiba, referidas no presente estudo como terrenos.

Com base nos dados geocronológicos e geoquímicos, Basei *et al.* (1992) apresentam o processo de acreção das microplacas Curitiba e Luis Alves como uma subducção do tipo A, onde as placas se movimentariam por baixo do Cinturão Ribeira com o sentido de SE para NW.

O fechamento do oceano localizado entre as placas daria origem ao arco magmático de Piên. A colisão entre a microplaca Curitiba e as áreas cratônicas a Norte se daria na forma de um *underthrusting* da placa com transporte relativo das supracrustais para SE.

Os complexos batolíticos Cunhaporanga e Três Córregos representariam um contexto de arco magmático continental na borda do Cráton Paraná e a ZCL representaria uma sutura entre os terrenos Curitiba e Apiaí (Figura 7-1). Neste contexto, a Faixa Apiaí representaria o registro da deposição na borda Leste do Cráton Paraná durante a formação do Gondwana Ocidental.

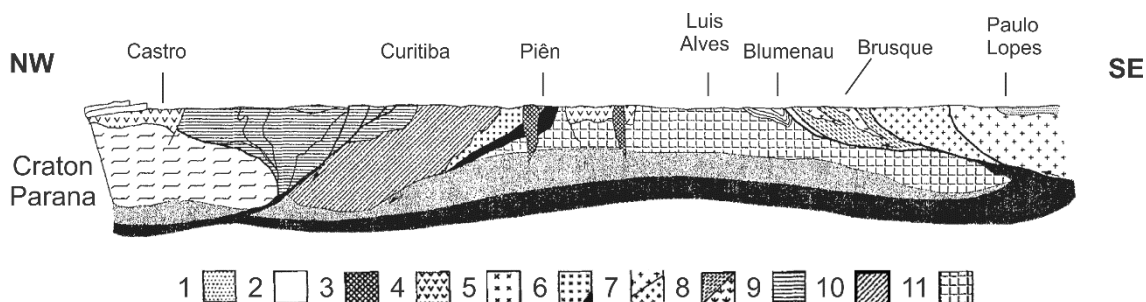


Figura 7-1: Perfil geológico esquemático dos terrenos Precambrianos do Sul do Brasil (modificado de Basei *et al.* (1998). Unidades: 1- Coberturas quaternárias, 2- Bacia do Paraná. Bacias Neoproterozoicas e granitóides: 3- Granitos da Serra do Mar, 4- Bacias vulcanossedimentares; Granitos relacionados a arcos: 5- Paranaguá, 6- Suíte Rio Piên e lentes ultramáficas, 7 Florianópolis, cruzes pequenas granitos cálcio-alcalinos deformados, cruzes grandes granitos alcalinos isotrópicos; 8 – Faixa Brusque e

granitoides Valsungana, 9 Faixa Apiaí e granitóides indiferenciados; Domínios do embasamento: 10 – Microplaca Curitiba (Complexo Atuba), 11 – Microplaca Luis Alves.

Posteriormente as rochas da Faixa Apiaí teriam sido deformadas, metamorfisadas e intrudidas pelos arcos magmáticos Três Córregos e Cunhaporanga (Basei *et al.* 1992, Mantovani & Brito Neves, 2005), resultantes da interação entre o bloco Curitiba e o Bloco Paranapanema. Neste contexto, a ZCL representaria uma zona de sutura, mergulhando para NW sobre o Terreno Apiaí (Basei *et al.* 1998).

Nesta proposta também é claramente observado um adelgaçamento da crosta de NW para SE, em direção ao Terreno Luis Alves.

Os modelos gravimétricos demonstram uma variação da espessura crustal, geralmente limitadas pelas zonas de cisalhamento. No Terreno Apiaí, esta variação é marcada pela Faixa Itaiacoca e pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã (ZCI).

A assinatura geofísica associada a este limite, observada tanto na gravimetria como na magnetometria, é recorrente nos perfis B, C e D. Esta feição pode ser interpretada como uma zona de descontinuidade crustal, relacionada com o limite da borda Leste do Cráton Paranapanema sob o Terreno Apiaí, corroborando parcialmente com o modelo apresentado por Basei *et al.* (1998).

No modelo referido, a ZCL mergulha para NW sob o Terreno Apiaí, algo que não é observado neste estudo, onde esta estrutura se mostra verticalizada, ou subverticalizada com mergulho para NW, até o limite de detecção dos dados.

Neste sentido a incorporação da proposta de Faleiros (2008), que apresenta a ZCL como uma estrutura gerada pela reativação de uma antiga zona de sutura, não correspondendo a uma sutura característica, possibilitaria uma adaptação no modelo de Basei *et al.* (1998).

A hipótese da ZCL ser produto da progressão da transcorrência de uma Zona de Sutura Neoproterozoica, descaracterizada como tal, harmoniza os resultados do presente trabalho com o modelo de Basei (*et al.* 1998). Contudo, feições como zonas de sutura possuem além de evidências geológicas, assinaturas geofísicas particulares, que as permite serem classificadas como tal.

A Zona de Cisalhamento Piên, reconhecida como uma zona de sutura, apresenta, além de suas características geológicas de superfície, como rochas interpretadas como assoalho oceânico (Harara 2001) e granitóides associados a arcos magmáticos, assinaturas geofísicas distintivas.

Esta estrutura está associada a anomalias de alta amplitude nos perfis magnéticos de realce, no mapa magnético de fontes profundas, nos mapas gravimétricos de realce e nos dados das transectas.

Os modelos gravimétricos de profundidade, principalmente o da transecta “D”, corroboram com esta ideia mostrando uma quebra de gradiente considerável relacionada ao limite SE do Terreno Curitiba. Nos modelos residuais foram caracterizados tanto o *underthrusting* do terreno Luis Alves sobre o Terreno Curitiba, como o mergulho da Suíte Rio-Piên e lentes ultramáficas associadas para NW.

O estudo apresentado por Castro *et al.* (2014), adicionado como anexo neste volume (Anexo II), avalia a resposta magnética da ZCL frente aos

contrastes geoquímicos, isotópicos, geocronológicos e diferenças geológicas entre os terrenos Apiaí e Curitiba.

Os resultados apresentados sugerem que disposição atual da ZCL pode refletir a progressão de uma antiga zona de sutura para uma zona de cisalhamento com movimento transcorrente destal, num contexto de colisão oblíqua (Faleiros 2008).

A progressão da transcorrência causaria a descaracterização física da sutura, alterando suas características geológicas intrínsecas, e consequentemente sua resposta geofísica. As condições geradas por este processo (e.g. elevação da temperatura, ação de fluidos oxidantes) poderiam propiciar a desmagnetização dos materiais envolvidos, reduzindo o contraste de susceptibilidade e consequentemente as amplitudes das anomalias (Airo, 2002; Airo *et al.*, 2008, Isles e Rankin 2013).

Desta forma, a ZCL seria o testemunho de uma colisão Neoproterozoica, desfigurada pela progressão dos esforços de cisalhamento, configurando atualmente o limite entre os terrenos Curitiba e Apiaí como uma zona de cisalhamento com movimentação predominantemente destal.

Assim, o modelo de Basei *et al.* (1992, 1998), parcialmente compatível com os modelos gravimétricos, foi harmonizado com a proposta de Faleiros (2008) para origem da ZCL, corroborado pelo trabalho de Castro *et al.* (2014).

O perfil geológico esquemático que sintetiza estas ideias pode ser observado na Figura 7-2.

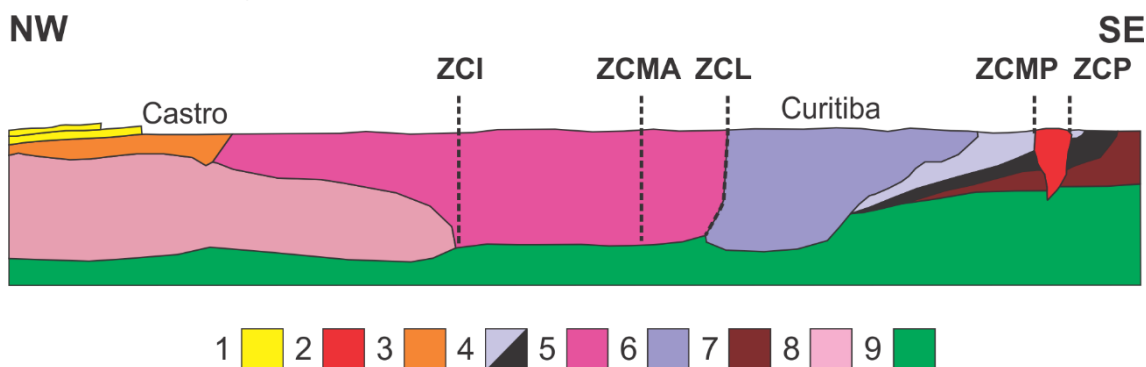


Figura 7-2: Perfil geológico esquemático da porção sul do cinturão ribeira e regiões adjacentes modificado de Basei *et al.* (1998). Legendas: 1 – Bacia do Paraná, 2- Granitos da Serra do Mar, 3 – Rochas vulcanossedimentares do Grupo Castro, 4 – Suíte Rio Piên e lentes ultrabásica associadas, 5 – Terreno Apiaí, 6 – Terreno Curitiba, 7 – Terreno Luis Alves, 8 – Bloco Paranapanema, 9 - Manto. Zonas de Cisalhamento: ZCI – Itapirapuã, ZCMA – Morro Agudo, ZCL – Zona de Cisalhamento Lancinha, ZCMP – Zona de Cisalhamento Mandirituba Piraquara, ZCP – Piên.

8 CONCLUSÕES

Com base nos resultados apresentados nos capítulos anteriores são listadas a seguir uma série de conclusões.

Considerando que a maioria dos métodos de realce utilizados depende da latitude magnética, sua aplicação em modelos sintéticos 3-D mostrou que melhores respostas são obtidas quando os dados são previamente reduzidos ao polo, orientando desta forma o processamento dos dados reais.

Foi verificada a eficácia do método da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT), o qual equaliza as amplitudes através de máximos e os posiciona diretamente sobre as bordas das fontes, sendo praticamente independente de suas profundidades. Em função destes atributos, o método se mostrou eficiente no traçado de lineamentos, facilitando a interpretação qualitativa.

A aplicação de tal método à base de dados continuada para cima a 5000 m proporcionou o traçado da infraestrutura magnética da porção meridional do Cinturão Ribeira e áreas adjacentes, a qual encontrou correspondência com as feições de superfície com as zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo, Lancinha, Alexandra e Serra Negra.

Observou-se que os lineamentos correspondentes à Zona de Falha de Taxaquara, às zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha, aflorantes no embasamento adjacente a Leste, se propagam sob a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná.

A disposição das zonas de cisalhamento sugere uma conexão em subsuperfície entre a ZCI, ZCMA e ZCL, configurando um padrão sigmoidal comum nas zonas de cisalhamento aflorantes. Outras estruturas expressivas em superfície não apresentaram resposta magnética significativa (e.g. Zona de Cisalhamento Piên).

O arcabouço magnético-estrutural interpretado para a área de estudo, também mostrou correspondência aos lineamentos regionais definidos para a Bacia do Paraná.

O mapa gravimétrico multifonte da área de estudo permitiu delinear a região central do Arco de Ponta Grossa e os lineamentos que o limitam, além de individualizar o Terreno Luis Alves na porção Sul da área de estudo.

A associação entre os dados de gravimetria terrestre e os dados aeromagnéticos permitiu relacionar suas respostas à geologia de superfície, além de verificar o prolongamento de feições estruturais para o interior da Bacia do Paraná.

As soluções de Euler, além de calcular fontes com profundidades maiores que 2000 m para a Zona de Falha de Taxaquara, as zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo, Lancinha e Mandirituba-Piraquara, atestaram sua continuidade sob a Bacia do Paraná.

Fontes magnéticas profundas foram associadas ao Complexo Batolítico Cunhaporanga, ao prolongamento da ZCL sob a Bacia, às zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên e seus prolongamentos sob a bacia, além do Complexo Granulítico Luis Alves e Complexo Alcalino Jacupiranga.

Em adição, o mapa magnético de fontes intermediárias evidenciou estruturas como a Zona de Falha de Taxaquara e Zona de Cisalhamento Lancinha, além de suas continuidades sob a Bacia do Paraná

A análise dos dados magnéticos possibilitou a identificação do lineamento 1, o qual apresentou respostas relevantes nos mapas de realce, com suporte das soluções de Euler e do mapa magnético de fontes intermediárias. Devido sua proximidade com a Falha do Alto Iguaçu na Bacia de Curitiba, lhe é proposto o nome de Lineamento Alto Iguaçu.

Os modelos gravimétricos mostram as relações das Zonas de falha de Taxaquara e Lancinha-Cubatão com descontinuidades profundas, as quais encerram regiões de espessura crustais distintas, podendo então ser relacionadas a prolongamentos de estruturas do embasamento como a ZCL, no caso da ZFLC.

A análise da assinatura gravimétrica indicou o prolongamento de unidades aflorantes no embasamento, tais como os granitos Cunhaporanga e Três Córregos, e a Faixa Itaiacoca, sob a bacia. A assinatura da Faixa Itaiacoca, a qual ocorre em associação com a ZCI é registrada como um alto gravimétrico observado nos perfis B, C e D. Tal feição é ainda associada a anomalias magnéticas e limita uma zona de menor espessura crustal no Terreno Apiaí.

Foi observada a influência da Falha do Rio Alonzo, Zonas de Falha Taxaquara, das Zonas de cisalhamento Itapirapuã, Morro Agudo e Lancinha nas camadas mais inferiores da crosta, também relacionadas a zonas com espessura crustal distintas.

De forma geral, os modelos construídos sobre o Cinturão Ribeira indicam um afinamento crustal de NW para SE, com as zonas de cisalhamento Itapirapuã e Lancinha, limitando porções de espessura crustal distintas. Um primeiro segmento seria definido da bacia até a ZCI, com espessura variando entre 33 e 38 km e um segundo entre a ZCI e a ZCL, com variação de espessura entre 34 e 38 km, ambos ainda no Terreno Apiaí.

Um terceiro segmento, que seria definido pelo Terreno Curitiba, entre a ZCL e a ZCP, com espessura crustal variando entre 24 a 43 km e o quarto segmento seria relacionado à porção do Terreno Luis Alves subjacente à borda Leste do terreno Curitiba na qual a espessura varia de cerca 30 a 34 km.

A modelagem dos complexos batolíticos Cunhaporanga e Três Córregos, os quais são relacionados a baixos gravimétricos, indicou profundidades variando entre 995 a 1147 m, e entre 423 a 984 km respectivamente, para suas raízes mais profundas na direção do perfil.

Com base em suas respostas gravimétricas e magnéticas, em associação a dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos além de outros fatores geológicos, os resultados apresentados corroboram com a proposta de que a ZCL representa a progressão do cisalhamento sobre uma zona de sutura Neoproterozoica.

A transição do Terreno Curitiba para o Terreno Luis Alves é marcada pela Suíte Rio Piên, cuja associação em subsuperfície com lentes ultrabásicas mergulha para Noroeste sob a borda leste do Terreno Curitiba, acompanhada

pela Borda Oeste do Cráton Luis Alves. Os resultados corroboram com a caracterização desta estrutura como uma zona de sutura.

O lineamento Alto Iguaçu parece estar associado com este limite, tanto pelo seu paralelismo às Zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên como pela sua proximidade geográfica.

A associação destas unidades, caracterizada por um alto gravimétrico da ordem de 64 mGal, é intrudida pelo granito Graciosa, o qual é limitado a Noroeste pela Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara e a Sudeste pela Zona de Cisalhamento Piên, a qual constitui o limite em superfície entre o Terreno Curitiba e o Terreno Luis Alves.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGARWAL B.N.P., SHAW R.K. 1996. Comment on an analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies by Shuang Qin. *Geophysical Prospecting*. **44**: 911-914.
- AIRO M. -L. (2002). Aeromagnetic and Aeroradiometric Response to Hydrothermal Alteration. *Surveys in Geophysics* **23**: 273–302.
- AIRO M. -L., ELMINEN T., MERTANEN S., NIEMELÄ R., PAJUNEN, M., WASENIUS P. & WENNERSTRÖM M. 2008. Aerogeophysical approach to ductile and brittle structures in the densely populated urban Helsinki area, southern Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. **47**: 283–308
- ALMEIDA F. F. M., AMARAL G., CORDANI U. G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon River. In: NAIRM E. M., STEHLI F. G. (Eds.). *The Ocean basins and margins*. New York. Plenum. 1, 411-446.
- ALMEIDA F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geociências*. **13** (3): 139-158.
- ALMEIDA F. F. M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B. B.; FUCK R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. Amsterdam Elsevier. **17**(1/2): 1-29.
- ALMEIDA F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geociências*. **13** (3): 139-158.
- ARANA J. M. 2005. O Uso do GPS nas Determinações de Altitudes ortométricas. Disponível em <http://geodesia.ufsc.br/Geodesiaonline/arquivo/2005/02.1/Arana2005.htm>. Acessado em: 09/07/2007.
- BASEI M.A.S., SIGA Jr. O., MACHIAVELLI A.; MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*. **22**(2): 216-221.
- BASEI M.A.S., MCREATH I., SIGA JR O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: a review. *Gondwana Research*. **1** (3-4): 383-391.
- BASEI M.A.S., FRIMMEL H.E., NUTTMAN A.P. PRECIOZZI F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: PANKHURST R.J., TROW R.A.J., BRITO NEVES B.B, DE WITT. (Eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication, 294, p. 239-256.
- BASSINI A.M. 1986. *Levantamentos sismográficos na região sudeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BHASKARA R.A.O.D., RAMESH BABU N. 1991. A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies. *Geophysics*. **56**(11): 1729-1737.

- BHATTACHARYYA BK. 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, **29**(4): 517-531.
- BLAKELY R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. New York, Cambridge University Press, 441 p.
- BLUM M.L.B. 1999. Processamento e Interpretação de dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua aplicação à Geologia Regional a à Prospeção Mineral. Instituto de Geociências. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília.
- BONGIOLO A.B.S.; DE SOUZA J.; FERREIRA F.J.F.; DE CASTRO L.G. 2013. GRAV_MAG_PRISM: A MATLAB/OCTAVE program to generate gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Revista Brasileira de Geofísica*. **31** (3) 347-363.
- BRIGGS I. C. 1974. Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics*, **39**(1): 39-48.
- BRITO NEVES B. B. & CORDANI U. C. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **33**: 23–40.
- BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*. **22**:155-199.
- CAMPANHA G. A. C. & SADOWSKI G. R., 1999, Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. **98**: 31-51.
- CAMPANHA G.A.C. & BRITO NEVES B.B. 2001. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield (Abs.). *Gondwana Research*. **4**(4): 587-588.
- CAMPANHA G.A.C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CAMPANHA G.A.C. and BRITO NEVES B.B., 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes*. **27**(4): 255-259.
- CASTRO L.G., FERREIRA F.J.F., ANGULO R.J. 2008. Modelo gravimétrico-magnético do Gráben de Paranaguá-PR, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*. **26**(3): 273-292.
- CORDELL L., J. S. GRAUCH. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts. 246–247.
- COOPER G.R.J, COWAN D.R. 2006. Enhancing potential Field data using filters based on the local phase. *Computer & Geosciences*. **32**: 1585-1591.
- COOPER G.R.J, COWAN D.R. 2007. Enhancing linear features in image data using horizontal orthogonal gradient ratios. *Computer & Geosciences*. **33**: 981-984.
- COOPER G.R.J, COWAN D.R. 2008. Edge enhancement of potential-field using normalized statistics. *Geophysics*. **73**(3): H1–H4.
- CPRM. Base de Dados AERO. Disponível em <http://www.cprm.gov.br/aero/aero.htm>. Acessado em: 17/04/2009.

- CPRM .2001. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográfica – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. CPRM, Brasília: 4CD-Rom.
- CURY L. F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- DEBEGLIA N. & CORPEL J. 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics*. **62**: 87-96.
- EIRALDO L.G., HEILBRON M., ALMEIDA J.C.H. 2006. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **36**(3): 426-436.
- ESCOBAR I.P.; SÁ N.C de; DANTAS J.J.; DIAS F.J.S.S. 1996. Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional - Agulhas Negras. *Revista Brasileira de Geofísica*. **14**(1): 59-67.
- EVJEN H.M. 1936. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*. **1**: 27-136.
- FERREIRA, F. J. F.; R. A. V. MORAES; M. P. FERRARI; R. B. VIANNA. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural do Guapiara. In: Simpósio Regional de Geologia, SBG Curitiba, Atas..., p. 226-240.
- FERREIRA, F. J. F. Alinhamentos Estruturais – Magnéticos da Região Centro Oriental da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo: Consórcio CESP-IPT – Pauliopetro, 1982a. 23 p. Relatório Técnico.
- FERREIRA F. J. F. 1982b. *Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FERREIRA F.J.F.; GALLI V.L.; MONMA R. 1988. Modelo gravimétrico do perfil Itapeva – Barra do Turvo, região centro-oriental da Faixa Apiaí. In: Campanha, G.A.C. (organizador). *Avaliação preliminar da geologia das folhas (1:50.000) de Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga, Rio Guaraú e Rio Turvo, Vale do Ribeira, SP*. São Paulo, Convênio IPT/SICCT Pró-Minério, 4v. (Relatório IPT nº 26863, inédito).
- FERREIRA F.J.F., MONMA R., CAMPANHA G.A.C. & GALLI V.L. 1989a. Estimativa dos graus de extensão e afinamento crustais associados ao Lineamento de Guapiara com base em modelagens aeromagnetométricas e gravimétricas. In: Workshop “Diques Máficos Pré-cambrianos do Brasil” *Boletim Especial, Trabalhos Apresentados*., p.67–75.
- FERREIRA F.J.F., MONMA R., CAMPANHA G.A.C., Galli V.L. 1989b. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modelling. *Bol. IG-USP, Série Científica*. **20**: 69–70.
- FERREIRA F. J. F.; SOUZA J ;BONGIOLO A.B.S; CASTRO L.G.; ROMEIRO M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGf Brasília, *Anais*, p. 1-6.

- FERREIRA, F. J. F., SOUZA, J, BONGIOLO, A.B.S, CASTRO, L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*. **78**, J33-J41.
- FIORI A. P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FIORI A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. *Bol. IG-USP, Série Científica*. **23**: 55-74.
- GEOSOFT. 2001. *Magmap – 2-D Frequency Domain Processing*. Geosoft Technical Note, p. 34.
- GEOSOFT. 2010a. Montaj GridKnit. Grid stitching extension for Oasis Montaj V7.1. Tutorial and users guide. p. 32.
- GEOSOFT. 2010b. Montaj Gravity & Terrain Correction. Extensão de processamento de dados Gravimétricos para o Oasis Montaj v7.1. Tutorial e guia do Usuário. p. 60.
- GEOSOFT. 2010c. Montaj Grav/Mag Interpretation. Sistema de processamento, análise e visualização para inversão 3D de dados de campos potenciais para o Oasis Montaj v7.1 EULER. Tutorial e guia do usuário. p. 79
- GEOSOFT. 2011. Nota técnica. Métodos de determinação da profundidade do embasamento (Depth to Basement Methods). p. 13.
- GM-SYS. 2002. Gravity / magnetic modeling software – Users Guide. Version 4.8. p. 101.
- GUALDA G.A.R. & VLACH S.R.F. 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1:Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79: 405-430 *apud* .
- CURY L. F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- GUNN P.J. 1975. Linear Transformations of Gravity and Magnetics Fields. *Geophysical Prospecting*. **23**: 300-312.
- GUNN P.J.; MILLIGAN P.R. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. **17**(2): 63-75.
- GUNN P.J. 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. **17**(2): 105-113.
- HACKSPACHER P. C., DANTAS E. L., SPOLADORE A., FETTER A. H. & OLIVEIRA M. A. F. 2000. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, South-eastern Brazil: New geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**: 110–114.
- HALLINAN S.E., MANTOVANI M.S.M., SHUKOWSKI W., BRAGGION JR I. 1993. Estrutura do Escudo Sul Brasileiro: Uma visão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*. **23**(3): 201-214.

- HANEY M., JOHNSTON C., Li Y., NABIGHIAN M. 2003. Envelopes of 2-D and 3D magnetic data and their relationship to the analytical signal. Preliminary results. *In: SEG, Annual International Meeting, 73, Expanded Abstracts*, p.592-595.
- HARARA O.M.M., BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR, O. 2001. First evidence for expressive neoproterozoic intraplated mafic rocks and magma mixing in post-collision A-PA type granites southern Brazil: Geochemistry an U-Pb (zircon), Nd-Sr-O (zircon) isotope investigations: *In: III SSAGI, Pucon – Chile, CD-ROM*.
- HEILBRON M., MOHRIAK W, VALERIANO C.M., MILANI E., J. C. H. ALMEIDA, M. TUPINAMBÁ. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. *In: TALWANI M. & MOHRIAK W. (Eds) Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monographs, 115, p. 1–34.
- HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A. C., CAMPOS NETO M., SILVA L. C., TROUW R. A. J., JANASI V. C. 2004. A Província Mantiqueira: *In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C. D. R. & BRITO NEVES B. B. (Eds) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203–234.
- HEILBRON M., VALERIANO C.M., TASSINARI C.C.G., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., SIGA Jr. O., TROUW R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *In: PANKHURST R.J., TROW R.A.J., BRITO NEVES B.B, DE WITT. (Eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication, 294, p. 211–232.
- HEILBRON M.; DUARTE B. P. ;VALERIANO C de M.; SIMONETTI A.; MACHADO N.; NOGUEIRA J. R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*. **178**: 136-148.
- HSU S.K., SIBUET J.C., SHYU C.T. 1996. High-resolution detection of geological boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytical signal technique. *Geophysics*. **61**: 373-386.
- ISLES D.J. & RANKIN L.R. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Geological interpretation of aeromagnetic data. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists.
- KANE M.F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*. **27**(4).
- KU C.C. & SHARP J.A. 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquart's inverse modeling. *Geophysics*. **48** (6):754 - 774: *apud* GEOSOFT. 2011. *Nota técnica. Métodos de determinação da profundidade do embasamento (Depth to Basement Methods)*. p. 13.
- LA FEHR T.R. 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*. **56**: 1179-1184

- LI, X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*. **71**(2): L13-L16.
- LONGMAN I.M. 1959. Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research*, **64**(12). In: SCINTREX CG-5 Scintrex Autograv System operation manual, 2006. Canadá, 311 p. Concord, Ontario
- MACLEOD I.N., JONES K., DAI T.F. 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Exploration Geophysics*. **24**: 679-688.
- MANTOVANI M.S.M., SHUKOWSKI W., BASEI M.A.S., VASCONCELLOS A.C.B.C. 1989. Modelos gravimétricos das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*. **19**(3): 367-374.
- MANTOVANI, M. S. M. & BRITO NEVES, B. B. 2005. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic block: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. *Gondwana Research*. **8**: 18–22.
- MARINI O.J. FUCK R.A. TREIN E. 1967. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná: Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná. J.J. BIGARELLA, R. SALAMUNI, V.M. PINTO (Eds.). *Boletim Paranaense de Geociências*. **23- 25**.
- MARQARDT D.W. 1963. An algorithm for leastsquares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society for industrial and applied mathematics*. (11):431-441, *apud*: GM-SYS. 2002. *Gravity / magnetic modeling software – Users Guide*. Version 4.8. p. 101.
- MILANI E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Instituto de Geociências, UFRGS.
- MILANI E. J., RAMOS V. A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. **28** (4): 473-484.
- MILANI E. J, MELO J. H. G., SOUZA P. A., FERNANDES L. A., França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 265-287.
- MILLER H.G. & SINGH V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. **32**: 213-217.
- MILLIGAN P.R. & GUNN P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. **17**(2): 63-75.
- MINEROPAR. 2006. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Arquivo digital.
- MIO, E. 2005. *Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- MUSHAYANDEBVU M. F., VAN DRIEL P., REID A.B., and FAIRHEAD J.D. 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*. **66**(3): 814-823.

- NABIGHIAN M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*. **37**: 507–517.
- NABIGHIAN M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*. **39**: 85-92.
- NABIGHIAN M. N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. *Geophysics*. **49**: 780-786.
- NAGY, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*. **31**(2)
- OLIVEIRA M. J. R. 1991. Análise do comportamento da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia - UFOP.
- PETERNEL, R., TRHOUW, R.A.J., SCHMITT, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **35**(3): 297-310.
- PORTELA FILHO C.V. & FERREIRA F.J.F. 2003. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. In: VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGf Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- PLOUFF D. 1976. Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*. **41**(4): 727-741.
- PHILLIPS J. D. 1997, Potential-Field Geophysical Software for the PC, version 2.2: USGS open-File Report 97-725 *apud* GEOSOFT. 2011. *Nota técnica. Métodos de determinação da profundidade do embasamento (Depth to Basement Methods)*. p. 13.
- PHILLIPS J.D. 2007. Geosoft eXecutables (GX's) developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with notes on GX development from FORTRAN code (Open-File Report 2007-1355), p. 111. Disponível em <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1355/>. Acessado em 05/06/2010.
- QIN S. 1994. An analytical signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*. **42**: 665-675.
- QUINTAS M. C. L. 1995. O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica do seu arcabouço. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
- REID A.B., ALLSOP J.M., GRANSER H., MILLETT A.J., and SOMERTON I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. **55**(1): 80-91.
- ROEST W.R.J., VERHOEF J., PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. **57**: 116-125.
- ROSALLES M.J.T. 2004. Integração de dados gravimétricos terrestres e aeromagnéticos e sua aplicação ao estudo geológico-estrutural da Faixa Apiaí.

- Tese de Doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SÁ N.C.de. 2004. *O campo de gravidade, o geoide e a estrutura crustal na América do Sul, novas estratégias de representação*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SALAMUNI E.; EBERT H. D; HASUI Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**(4): 469-478.
- SALEM A., RAVAT D., GAMEY T.J., USHIJIMA K. 2002. Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Applied Geophysics*. **49**: 231-244.
- SANTOS JÚNIOR G. 2005. *Rede Gravimétrica: Novas perspectivas de ajustamento, análise de qualidade e integração de dados gravimétricos*. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- SATO K.; SIGA JR. O.; NUTMAN A.P.; BASEI M.A.S.; MC REATH, I.; KAULFUSS, G.A. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*. **6**(2): 251-263.
- SCINTREX. 1992. Autograv CG3 Gravity Meter. Operator Manual. Version 4.4 Concord, Ontario. p.103
- SCINTREX. 2006. CG-5 Scintrex Autograv System Operation manual. Document Part No. 867700, Rev. 1. Concord, Ontario. p.312
- SHERIFF R.E. 1984. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics 2nd Edition, p.141.
- SHUKOWSKI W., VASCONCELOS A.C.B.C., MANTOVANI M.S.M. 1991. Estruturação dos terrenos pré-cambrianos da região Sul do Brasil e Oeste do Uruguai: um estudo por modelamento Gravimétrico. *Revista Brasileira de Geofísica*. **9** (2): 275-287.
- SIGA JR. O.; BASEI M. A. S.; REIS NETO J. M.; MACHIAVELLI A.; HARARA O. M. M. 1995. O Complexo Atuba: um Cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. *Geologia USP: Série Científica*. São Paulo. **26**: 69-98.
- SIGA JR. O. 2010. *Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: implicações tectônicas*. Tese de Livre- Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SILVA P. C. S., VASCONCELLOS C. V. S., YAMATO A. A., PEDREIRA, A. J. 1998. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG. Belo Horizonte, *Anais...*p. 40.
- SINGH B & GUPTASARMA D. 2001. New method for fast computation of gravity and magnetic anomalies from arbitrary polyhedra. *Geophysics*. **66**(2): 521-526.
- SOARES, P. C. 1991. *Tectônica Sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. Tese de Titular. Universidade Federal do Paraná. Curitiba.
- SOARES P. C, Barcellos P. E, Csordas S. M., Mattos J. T., Balliero M. G., Meneses P. R. 1982. Lineamentos em Imagens Landsat e Radar e suas

- implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. *In: II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento remoto*, CNPq/INPE. Brasília:. v.1 43-56
- SPECTOR A., GRANT F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*. **35**(2): 293-302.
- STRUGALE M., ROSTIROLLA S.P, MANCINI F., PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F. & FREITAS R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **24**: 203-227.
- TALWANI M. 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*. **30**(5): 797-817.
- TALWANI M. & HEIRTZLER J.R. 1964. Computation of gravity anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shapes. *Geologic Sciences*. Stanford University. **1**(9): 464-480.
- TALWANI M., WORZEL J.L., LANDISMAN, M. 1959. Rapid gravity computations for two dimension bodies with the application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysics Research*. **69**: 49-69.
- TASSINARI, C.G.C. MUNHÁ, J.M.U., RIBEIRO, A and CORREIA C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*. **24** (4): 245-251.
- TELFORD W. N. 1976. *Applied Geophysics*. New York, Cambridge University Press, 860p.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 770 pp.
- TEIXEIRA A.L. , GLAUCHER C., PAIM P.S.G., FONSECA M.M., PARENTE C.V.P., SILVA FILHO W.F., ALMEIDA A.R. 2004. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana: In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C. D. R. & BRITO NEVES B. B. (Eds) *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203–234.
- THOMPSON, D.T. 1982. EULDPH: A New Technique for Making Computer-assisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*. **47**: 31-37.
- THURSTON J.B., SMITH R. S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using SPI (TM) method. *Geophysics*. **62**:807-813.
- USSAMI N. SÁ N.C. MOLINA E.C. 1993. Gravity map of Brazil 2. Regional Residual Isostatic Anomalies and their correlation with the major tectonic provinces. *Journal of Geophysical Research*. **98** (B2) 2199-2208.
- VERDUZCO B., FAIRHEAD J.D., GREEN C.M. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*. **23** (2): 116–119.
- WINJS C.; PEREZ C.; KOWALCZYK P. 2005. Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*. **70**: L39-L43.
- WON I.J., & BEAVIS M. 1987. Computing the Gravitational and Magnetics anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*. **52**: 232-238.

ZALÁN P. V.; WOLFF S.; CONCEIÇÃO J. C. J.; VIEIRA I. S.; APPI V. T.; ZANOTTO O. A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *In*: Simpósio. Sulbrasileiro de Geologia, SBG Curitiba, Atas. p.441-474.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T. 1990. Bacia do Paraná. *In*: Gabaglia G.P.R. & MILANI E.J. (Org) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, 415, p.135 - 164.

10 ANEXOS

ANEXO I - CALIBRAÇÃO DOS GRAVÍMETROS

1 CALIBRAÇÃO DOS GRAVÍMETROS

Para executar o levantamento gravimétrico nas quatro transectas previstas no Subprojeto Geofísica, foi necessário proceder previamente à calibração dos gravímetros Autograv CG-3 e CG-5. Neste sentido, foi percorrida a Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional – Agulhas Negras, no Rio de Janeiro, proposta por Escobar *et al.* (1996).

A calibração consiste de um conjunto de operações que estabelece, sob condições específicas, a relação dos valores medidos por um instrumento ou sistema de medição e os correspondentes de um material de referência, considerado como padrão.

Uma linha de calibração consiste de um trajeto no qual a variação de gravidade é reconhecidamente suficiente para se aferir todo ou grande parte do intervalo medido pelo instrumento. Ao longo deste trajeto existem pontos materializados com gravidade conhecida (estações gravimétricas) que são reocupados para obtenção de novas medidas. Tais medidas são comparadas com as preestabelecidas, do que decorre o cálculo de um fator de correção, o qual é inserido no instrumento.

O trajeto da Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional – Agulhas Negras (Figura 1), oficialmente aceita no Brasil (ESCOBAR *et al.* 1996), inicia na sede do Observatório Nacional, cidade do Rio de Janeiro, seguindo pelas estações de Engenheiro Passos, Fazenda Lapa, Marco Zero e Agulhas Negras, fechando o circuito na estação do Observatório Nacional. Os dados originais destas estações podem ser observados na Tabela 1. A Figura 2 mostra a variação de Δg (mGal) versus as altitudes (m) nas estações gravimétricas mencionadas.

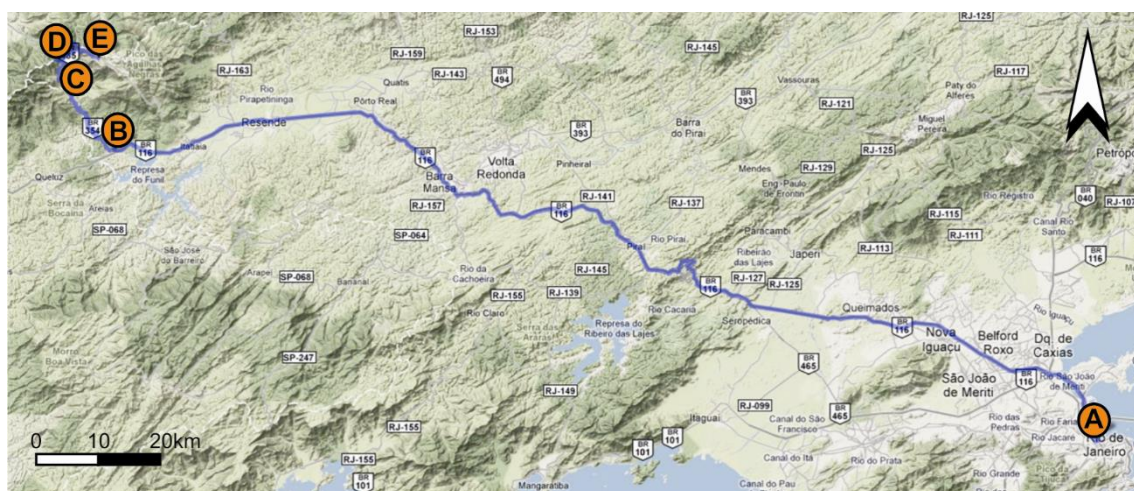


Figura 1 – Trajeto da Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional – Agulhas Negras. A) Estação Observatório Nacional; B) Estação Engenheiro Passos; C) Estação Fazenda Lapa; D) Estação Marco Zero; E) Estação Agulhas Negras.

Tabela 1 - Dados das estações da Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional – Agulhas Negras, Rio de Janeiro (ESCOBAR *et al.* 1996).

Estação	Código	Latitude	Longitude	Altitude	Gravidade (mGal)	Δg (mGal)
Observatório Nacional	016080	-22°53,6'	-43°13,4'	18 m	978791,64	0
Engenheiro Passos	CAL-01	-23°29,8'	-44°40,7'	480 m	978601,09	162
Fazenda Lapa	CAL-02	-22°24,2'	-44°45,1'	1300 m	978419,55	256
Marco Zero	CAL-03	-22°22,6'	-44°45,6'	1669 m	978325,58	437
Agulhas Negras	CAL-04	-22°22,4'	-44°42,4'	2500 m	978163,10	628

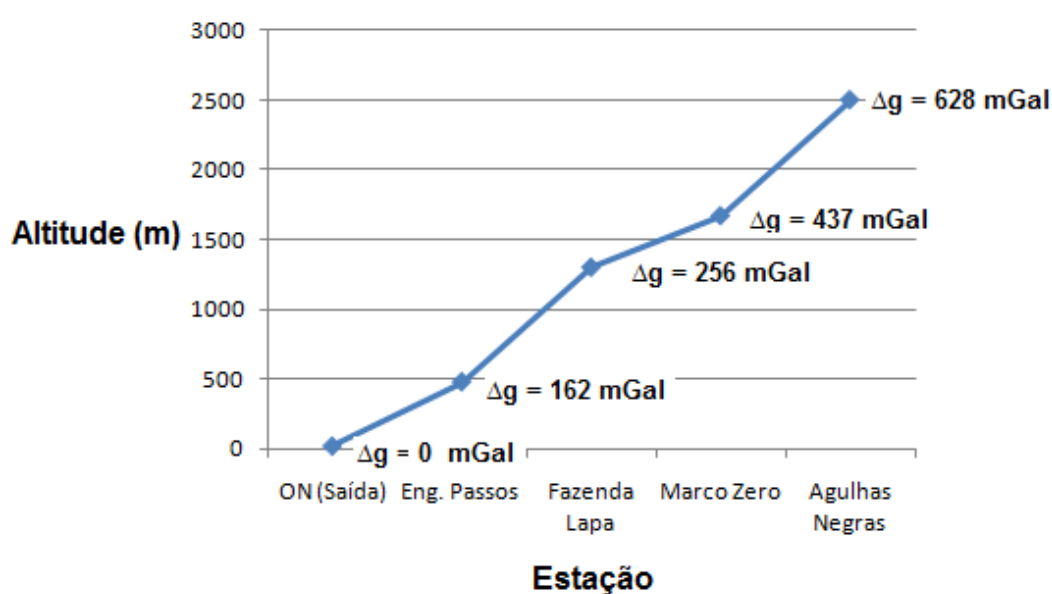


Figura 2: Variação da gravidade (Δg em mGal) versus altitude (m) nas estações da Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional – Agulhas Negras.

As figuras 3 e 4 mostram, respectivamente, a aquisição de dados na estação Observatório Nacional, início da linha, e Agulhas Negras, estação final da Linha de calibração.



Figura 3 – Estação Gravimétrica Observatório Nacional (016080). 1) medição; 2) marco materializado da estação gravimétrica; 3) detalhe do gravímetro CG-3 Autograv.



Figura 4 – Estação Gravimétrica Agulhas Negras (CAL-04). 1) localização; 2) medição; 3) marco materializado da estação gravimétrica; 4) detalhe do gravímetro CG-3 Autograv.

Segundo Escobar *et al.* (1996), a Linha de Calibração Gravimétrica Observatório Nacional - Agulhas Negras foi implantada com o objetivo de monitorar as características dos gravímetros utilizados nos levantamentos da

Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira. Trata-se de um trajeto com um intervalo de gravidade de 628 mGal, desmembrado em quatro subintervalos.

O percurso envolve uma diferença de altitude de 2482 m, em aproximadamente 230 km de distância, onde a temperatura e a pressão ambientais variam significativamente com a altitude. Percorrendo-se o trajeto duas vezes (ida e volta), é possível determinar os fatores de escala dos gravímetros com desvio-padrão estimado melhor que 0,00006.

No período de 1982 a 1994 foram feitas nove ocupações da linha, sendo efetuadas observações com grupos de gravímetros pertencentes a diversas instituições. Um ajustamento pelo método dos mínimos quadrados permitiu estimar o desvio-padrão de uma observação em 31 μ Gal. Os valores da gravidade ajustados nas estações da linha de calibração foram estimados com desvios-padrão em torno de 14 μ Gal.

A Tabela 2, elaborada por Cunha (2009), mostra os valores da gravidade relativa medidos em cada estação, dentre outras informações, além dos dados corrigidos das derivas instrumentais e das respectivas diferenças em relação à estação do Observatório Nacional. Observa-se na Tabela 2 (sexta coluna) que a deriva máxima no período foi de 0,18 mGal, portanto abaixo do valor nominal de 0,20 mGal/dia recomendado pelo fabricante (SCINTREX 1992).

Tabela 2 – Valores da gravidade medidos na Linha de Calibração Observatório Nacional - Agulhas Negras e respectivas correções.

Estação	C=Leitura Instrumental (mGal)	Hora da Leitura (hh:mm:ss)	Hora da Leitura (h,hhhh)	Tempo Dinâmico	Correção de drift (mGal)	Leitura corrigida de drift (mGal)	ΔC =Módulo da diferença em relação à base do ON (mGal)
016080 (ON)	7159,465	7:32:39	7,54417	0,00000	0,000	7159,465	0,000
Eng. Passos	6968,325	11:20:30	11,34167	3,79750	0,056	6968,381	191,084
Faz. Lapa	6786,390	11:59:14	11,98722	4,44306	0,066	6786,456	373,009
Marco Zero	6692,205	12:29:02	12,48389	4,93972	0,073	6692,278	467,187
Agulhas Negras	6529,385	14:13:18	14,22167	6,67750	0,099	6529,484	629,981
Agulhas Negras	6529,395	14:16:20	14,27222	6,72806	0,100	6529,495	629,970
Marco Zero	6692,325	15:29:44	15,49556	7,95139	0,118	6692,443	467,022
Faz. Lapa	6786,490	15:50:24	15,84000	8,29583	0,123	6786,613	372,852
Eng. Passos	6968,445	16:27:25	16,45694	8,91278	0,132	6968,577	190,888
016080 (ON)	7159,285	19:39:26	19,65722	12,11306	0,180	7159,465	0,000

Segundo o manual do fabricante (SCINTREX 1992), o gravímetro CG-3 opera com um valor de referência constante (GCal1), o qual é inserido no instrumento, de maneira que os dados medidos são vinculados a esta constante.

A calibração do equipamento é executada através da atualização daquela constante, o que se faz necessário em função do tempo de uso e condições ambientais a que foram sujeitas o equipamento. Assim, o novo valor de GCal1 é obtido pela seguinte relação:

$$GCal1_2 = GCal1_1 * K,$$

onde $GCal1_2$ é o valor atualizado e K é o fator de correção (obtido de forma indireta após ajustamento das observações em campo).

De acordo com Sazhina & Grushinsky (1971), o fator de calibração pode ser obtido pela medição dos valores relativos da gravidade de, no mínimo, duas bases, cujos valores da gravidade absoluta tenham sido determinados previamente (desníveis gravimétricos conhecidos entre as bases) e de acordo com a seguinte relação:

$$\Delta g - K \cdot \Delta C = 0, \text{ ou } K = \Delta g / \Delta C,$$

onde: Δg = diferença de gravidade entre as bases (conhecidas previamente) e ΔC = diferença de leitura instrumental entre as bases (medida em campo).

Entretanto, na prática, a equação anterior não se iguala a zero, resultando um resíduo atribuído a erros durante o processo de medição e de variações nos parâmetros internos do equipamento. Mesmo após as correções de deriva instrumental estes erros não são eliminados, de modo que:

$$\Delta g - K \cdot \Delta C = e, \text{ onde } e = \text{erro}.$$

De acordo com a Tabela 2 foram obtidos dez valores nas respectivas bases, no percurso de ida e retorno, resultando oito equações de condição originadas pelas medições e pelos valores de Δg conhecidos, os quais são inseridos na equação $\Delta g - K \cdot \Delta C = e$, da seguinte forma:

$$162 - K \cdot 192,084 = e_1;$$

$$256 - K \cdot 373,009 = e_2;$$

$$437 - K \cdot 467,187 = e_3;$$

$$628 - K \cdot 629,981 = e_4;$$

$$628 - K \cdot 629,970 = e_5;$$

$$437 - K \cdot 467,022 = e_6;$$

$$256 - K \cdot 372,852 = e_7;$$

$$162 - K \cdot 190,888 = e_8.$$

Portanto, o objetivo do ajustamento é obter a melhor estimativa do valor de K que satisfaça a condição de que o quadrado dos resíduos seja mínimo, de forma a gerar uma nova constante $GCal1$, que é então inserida no equipamento. De acordo com Cunha (2009), o valor final ajustado de K foi de 0,9969 após a 17ª iteração, ou seja,

$$GCal1_{ajustado} = GCal1_{inicial} * K \text{ e } GCal1_{ajustado} = 6298,733 * 0,9969 = 6279,207$$

Assim, o valor final ajustado está muito próximo da unidade (valor ideal), considerando que o equipamento está há mais de dez anos em operação, significando que seus parâmetros internos não sofreram alterações significativas.

ANEXO II – ARTIGO: Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil

Revista Geologia USP Série científica V.14 n.4, p.3-18 Dezembro 2014